



HAL
open science

Approche multi-géophysique pour la caractérisation de la fracturation et des propriétés de transport des roches carbonatées

Abdoul Nasser Yacouba Amani

► **To cite this version:**

Abdoul Nasser Yacouba Amani. Approche multi-géophysique pour la caractérisation de la fracturation et des propriétés de transport des roches carbonatées. Géophysique [physics.geo-ph]. Université d'Orléans, 2024. Français. NNT : 2024ORLE1024 . tel-04785456

HAL Id: tel-04785456

<https://theses.hal.science/tel-04785456v1>

Submitted on 15 Nov 2024

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITÉ D'ORLÉANS

ÉCOLE DOCTORALE :
ENERGIE, MATERIAUX, SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS
LABORATOIRE ISTO

THÈSE présentée par :

YACOUBA AMANI Abdoul Nasser

soutenue le : 23 septembre 2024

pour obtenir le grade de : **Docteur de l'Université d'Orléans**

Discipline/ Spécialité : Sciences de l'Univers

Approche multi-géophysique pour la caractérisation de la fracturation et des propriétés de transport des roches carbonatées

THÈSE codirigée par :

M. Azaroual Mohamed
M. Jougnot Damien

Directeur de Recherche, Université d'Orléans/BRGM
Directeur de Recherche, Sorbonne Université

RAPPORTEURS :

M. Mainault Alexis
M^{me} Adelinet Mathilde

Chargé de Recherche, Ecole Normale Supérieure
Maitresse de Conférences, IFP School

JURY :

M. Guérin Roger
M. Chen Yan
M. Fortin Jérôme
M^{me} Mallet Céline

Professeur des Universités, Sorbonne Université, Président du jury
Professeur des Universités, Université d'Orléans, Examineur
Directeur de Recherche, Ecole Normale Supérieure, Examineur
Maitresse de Conférences, Université d'Orléans, Encadrante

M Deparis Jacques
M. Leroy Philippe

Ingénieur de Recherche, BRGM, Encadrant, Invité
Ingénieur de Recherche, BRGM, Encadrant, Invité

« L'éducation est l'arme la plus puissante pour changer le monde », Nelson Mandela

REMERCIEMENTS

Je souhaiterais, dans cette section, remercier et montrer ma gratitude à tous ceux et celles qui m'ont encouragé, conseillé et supporté durant ce long chemin qu'est la réalisation et l'aboutissement d'une thèse. Je tiens à m'excuser d'avance pour toutes les personnes que j'omettrai de mentionner.

Tout d'abord, j'aimerais remercier mes directeurs de thèse, Mohamed Azaroual et Damien Jougnot, pour leur conseil inestimable pour le bon déroulement de cette thèse. J'aimerais aussi noter la confiance qu'ils ont eue à mon égard et l'autonomie dont j'ai pu bénéficier pour apprendre et comprendre le métier de chercheur.

Je n'oublie pas également mes trois encadrants Céline Mallet, Jacques Deparis et Philippe Leroy pour leur support et disponibilité tout au long de ces trois années. A Céline, merci tout particulièrement pour ton accueil à l'ISTO et à Polytech Orléans, ton suivi et ta relecture rapide de mes travaux. A Jacques, merci pour ton apport et ton aide pour l'écriture des codes Matlab, indispensables à mon travail. Enfin, à Philippe, merci pour ta relecture méticuleuse de mes travaux tant sur le fond que la forme. A tous les trois, un grand merci.

Je remercie aussi Alexis Mainault et Mathilde Adelinet pour avoir accepté d'être rapporteurs de ma thèse et je remercie également Yan Chen, Roger Guérin et Jérôme Fortin pour avoir accepté d'être membres du jury.

Je voudrais aussi remercier les autres chercheurs qui ont participé à mes travaux, ceux et celles qui m'ont aidé pour mes expériences de laboratoire et le personnel administratif et informatique de l'ISTO tout comme du BRGM pour leur aide précieuse. Merci également à tous mes camarades doctorants et postdoctorants pour les moments passés ensemble.

Enfin, je ne saurais finir ces remerciements sans mentionner ma famille qui me permet de maintenir un équilibre social et professionnel. A parents et mes frères depuis le Niger, je ne vous remercierai jamais assez pour vos prières qui m'ont accompagnées tout au long de ma vie. A mon oncle et tante de Paris, merci énormément pour vos encouragements et votre soutien tant matériel que moral. Bien évidemment, je tiens à remercier celle qui partage ma vie depuis une année déjà pour son support et soutien quotidien indéfectible.

RESUME

Dans un contexte de changements globaux et de transitions écologiques et énergétiques, le changement climatique induit une sécheresse récurrente et une crise de la ressource en eau dans plusieurs régions et continents. Il est donc crucial d'étudier les aquifères d'eaux douces afin d'accompagner ces transitions et assurer une gestion et une utilisation durable et raisonnée de cette ressource vitale. En l'occurrence, la zone vadose qui joue un rôle important dans la recharge de ces aquifères et le transfert d'éventuels polluants et d'intrants. La plupart du temps, cette zone non saturée en eau, se caractérise par la présence d'hétérogénéités (structure de pores, fractures, variation minéralogique) multi-échelles notamment lorsqu'il s'agit d'un milieu calcaire. Ces hétérogénéités sont complexifiées par les processus diagenétiques liés principalement à l'altération physico-chimique et minéralogique. La surimposition de ces phénomènes primaires et secondaires rend difficile l'estimation des propriétés pétrophysiques (porosité, perméabilité, saturation en eau) à partir des méthodes géophysiques. Parmi ces méthodes couramment utilisées, les méthodes acoustiques et électriques sont bien adaptées car il existe un lien étroit entre les hétérogénéités et les propriétés mesurées.

Les travaux de recherche menés dans le cadre de cette thèse s'appuient ainsi sur une approche multi-géophysique permettant de mieux caractériser, à l'échelle du laboratoire, un réservoir carbonaté complexe en se basant notamment sur une analyse pétrophysique combinée à une description microstructurale fine.

Dans cette thèse, les résultats obtenus montrent l'influence de la microstructure sur la prédiction et la modélisation des propriétés pétroacoustiques, ce qui conduit à une bonne discrimination de certains faciès, utile pour améliorer les modèles de simulation d'écoulements. De plus, ce travail permet aussi de montrer la pertinence de la conductivité électrique complexe dans la caractérisation des calcaires et la prédiction de leur perméabilité. Cependant, des développements supplémentaires seront nécessaires concernant la problématique du changement d'échelles des réservoirs complexes et hétérogènes.

Mots clés : Structure porale complexe, Propriétés réservoirs, Propriétés acoustiques et électriques, Modèles pétrophysiques, Calcaires, Zone Vadose.

ABSTRACT

In a context of global changes and ecological and energy transitions, climate change induces recurrent drought and water resource crisis in several regions and continents. It is crucial to study groundwaters in order to support these transitions and ensure effective management and use of this vital resource. In particular, the vadose zone which plays an important role in the recharge of these groundwaters and the transfer of possible pollutants and inputs. Most of the time this unsaturated zone is characterized by multi-scale heterogeneities (e.g., pore structure, fractures, mineralogical variation) particularly in a limestone environment. These heterogeneities are complexified by diagenetic processes linked mainly to physicochemical and mineralogical alteration which leads to uncertainty in reservoir property (e.g., porosity, permeability, water saturation) estimation from geophysical methods. Among these methods, acoustic and electrical methods are well suited because of the strong relation between heterogeneities and the measured properties.

This PhD thesis relies on a multi-geophysical approach in order to better characterize a complex carbonate reservoir using petrophysical measurements combined with microstructural descriptions. Based on this approach, we demonstrate the influence of rock structure on the prediction and modeling of petroacoustic properties. This work leads to a good discrimination of some facies, which can be used to improve simulation and flow models. In addition, we demonstrate the relevance of complex electrical conductivity measurements in limestone characterization and permeability prediction. However, additional developments are needed to understand the upscaling issue for heterogeneous and complex reservoirs.

Key words: Complex pore structure, Reservoir properties, Acoustic and electrical properties, Petrophysical models, Limestones, Vadose zone.

TABLE DES MATIERES

REMERCIEMENTS	II
RESUME.....	III
ABSTRACT	IV
TABLE DES MATIERES	V
LISTE DES FIGURES	XI
LISTE DES TABLEAUX.....	XV
INTRODUCTION GENERALE.....	1
PARTIE I : ETAT DE L'ART	7
CHAPITRE 1 : ROCHES CARBONATEES	8
1.1 Sédimentation et classifications des roches carbonatées.....	8
1.2 Carbonates en milieu continental	9
1.3 Diagenèse dans les roches carbonatées	10
CHAPITRE 2 : PROPRIETES RESERVOIRS	13
2.1 Echelle d'hétérogénéité	13
2.2 Propriétés statiques et dynamiques	15
2.2.1 Porosité.....	15
2.2.2 Surface spécifique	17
2.2.3 Saturation en fluide	18
2.2.4 Perméabilité.....	18
2.3 Relation perméabilité-porosité	19
2.3.1 Kozeny-Carman et modèles similaires.....	19
2.3.2 Modèles de perméabilités avec distribution des tailles de pores.....	21
2.3.3 Exemple de relation perméabilité-porosité dans les roches sédimentaires	23
CHAPITRE 3 : PROPRIETES ACOUSTIQUES	28

3.1 Élasticité et propagations des ondes acoustiques	28
3.2 Relation entre vitesses acoustiques, porosité, type et taille de pores	29
3.3 Relation entre vitesses acoustiques, minéralogie et masse volumique	33
3.4 Effet du fluide et de l'état de saturation sur les vitesses acoustiques.....	34
3.5 Effet de la fréquence sur les propriétés acoustiques	38
3.5.1 Notion d'échelle	38
3.5.2 Dispersion des vitesses acoustiques	43
CHAPITRE 4 : PROPRIETES ELECTRIQUES	48
4.1 Principe fondamental.....	48
4.2 Conductivité électrique en courant continu.....	48
4.2.1 Conductivité électrique d'une roche	49
4.2.2 Modèles de conductivité électrique d'une roche.....	52
4.3 Conductivité électrique complexe	54
4.3.1 Phénomènes de polarisations	55
4.3.2 Modèles de conductivité complexe	58
4.4 Estimation des propriétés réservoirs à partir des propriétés électriques	65
4.4.1 Porosité, taille de pore/grain, surface spécifique.....	65
4.4.2 Perméabilité.....	68
PARTIE II : MATERIEL ET METHODES	73
CHAPITRE 5 : PRESENTATION DU SITE D'ETUDE	74
5.1 Contexte géologique des Calcaires de Beauce	74
5.1.1 Stratigraphie	74
5.1.2 Tectonique.....	75
5.1.3 Hydrogéologie et aquifère de Beauce	76
5.2 Observatoire des transferts dans la zone non saturée (O-ZNS).....	77
5.2.1 Implantation	77

5.2.2 Données acquises dans le cadre du projet O-ZNS	79
5.2.3 Synthèse des études réalisées dans le cadre du projet O-ZNS	81
CHAPITRE 6 : APPROCHE METHODOLOGIQUE.....	87
6.1 Echantillonnage.....	87
6.1.1 Analyse qualitative des logs.....	87
6.1.2 Corrélation puits-puits et définition des pétrofases.....	88
6.2 Analyses de microstructures par observation directes à différentes échelles.....	91
6.2.1 Photogrammétrie	91
6.2.2 Tomographie	92
6.2.3 Microscopie électronique à balayage (MEB).....	93
6.3 Mesures des propriétés réservoirs	94
6.3.1 Porosité.....	94
6.3.2 Surface spécifique	96
6.3.3 Perméabilité intrinsèque.....	96
6.4 Mesures acoustiques.....	99
6.4.1 Principe de mesure	99
6.4.2 Calibration.....	100
6.4.3 VER et longueur d'onde.....	101
6.5 Mesures électriques	102
6.5.1 Principe de mesure	102
6.5.2 Protocole de mesures.....	104
 PARTIE III : CARACTERISATION PETROPHYSIQUE ET INFLUENCE DES HETEROGENEITES SUR LES PROPRIETES RESERVOIRS, ACOUSTIQUES ET ELECTRIQUES	 106
CHAPITRE 7 : ANALYSE D'IMAGE ET HETEROGENEITES	107
7.1 Description macroscopiques	107

7.2 Caractérisation microstructurale	111
7.2.1 Macropores.....	111
7.2.2 Micropores	114
7.3 Analyse minéralogique.....	117
CHAPITRE 8 : CARACTERISATION PETROACOUSTIQUE DES CALCAIRES DE BEAUCE.....	121
8.1 Propriétés réservoirs des calcaires de Beauce	122
8.1.1 Porosité effective, masse volumique et perméabilité	122
8.1.2 Porosité, masse volumique et taille de pore et surface spécifique	123
8.1.3 Relation porosité effective et masse volumique.....	125
8.1.4 Relation porosité effective et perméabilité et taille des pores.....	127
8.2 Propriétés acoustiques des calcaires de Beauce	130
8.2.1 Analyse des vitesses V_P et V_S	130
8.2.2 Relations V_P et V_S et lien avec la minéralogie	132
8.2.3 Effet du fluide sur les vitesses V_P et V_S	133
8.3 Relations pétroacoustiques et relations empiriques	134
8.3.1 Effet de la porosité et de la structure porale.....	134
8.3.2 Effet de la masse volumique	136
CHAPITRE 9 : CARACTERISATION PETROELECTRIQUE DES CALCAIRES DE BEAUCE.....	139
9.1 Propriétés électriques des calcaires de Beauce	139
9.1.1 Spectre SIP	139
9.1.2 Paramètres du modèle double Cole-Cole	141
9.1.3 Facteur de formation et conductivité de surface	142
9.1.4 Ratio entre les composantes imaginaire et réelle de la conductivité de surface ...	143
9.2 Relations et modèles pétroélectriques	145
9.2.1 Exposant de cimentation	145
9.2.2 Relation entre paramètres de polarisation (σ'' , M) et surface spécifique	147

9.2.3 Relation entre propriétés électriques et perméabilité	148
9.2.4 Estimation de la perméabilité	149
CHAPITRE 10 : SYNTHÈSE ET COUPLAGE ENTRE PROPRIÉTÉS ACOUSTIQUES ET ELECTRIQUES	155
10.1 Vitesse V_P saturée en fonction des propriétés électriques	156
10.2 Vitesse V_S saturée en fonction des propriétés électriques.....	159
10.3 Ratio V_P/V_S saturée en fonction des propriétés électriques	161
10.4 Corrélation entre V_P-F et V_P-m et influence de la porosité effective	162
PARTIE IV : PROBLÉMATIQUE DE CHANGEMENT D'ÉCHELLE DES PROPRIÉTÉS RESERVOIRS ET ACOUSTIQUES	166
CHAPITRE 11 : VERS UN CHANGEMENT D'ÉCHELLE DES PROPRIÉTÉS PETROACOUSTIQUES	167
11.1 Analyse des logs.....	168
11.2 De l'échantillon au forage : influence de la taille des échantillons	169
11.2.1 Porosité effective, masse volumique et perméabilité	169
11.2.2 Relation perméabilité-porosité	171
11.2.3 Comparaison entre mesures de laboratoire et logs.....	173
11.3 Effet de taille et de fréquence sur les propriétés acoustiques.....	174
11.3.1 Effet de taille	174
11.3.2 Effet de fréquence	176
11.4 Contrôle principal des propriétés élastiques à différentes échelles.....	178
11.4.1 Porosité effective et effet de taille.....	178
11.4.2 Effet de saturation et modèle de Gassmann	180
11.4.3 Comparaison entre mesures de laboratoire et logs.....	183

CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES	186
CONCLUSION GENERALE.....	187
PERSPECTIVES.....	190
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	192
ANNEXE	XVI
VALORISATIONS SCIENTIFIQUES.....	XXXII
CONGRES, CONFERENCES ET WEBINAIRE	XXXIII
PAPIER SCIENTIFIQUE	XXXIV

LISTE DES FIGURES
Partie I : ETAT DE L'ART

Figure 1. Environnement de dépôts en milieu continental.....	9
Figure 2. Différents processus durant la diagenèse météorique.....	11
Figure 3. Définition du principe du volume élémentaire représentatif	14
Figure 4. Classification de la porosité des roches carbonatées.	16
Figure 5. Différentes limites délimitant micropores et macropores.....	17
Figure 6. Définitions des rayons de pores à partir de la courbe de pression capillaire.....	22
Figure 7. Exemple de relations perméabilité-porosité.	24
Figure 8. Relation perméabilité-porosité dans un réservoir silicoclastique.	25
Figure 9. Relation perméabilité-porosité dans un réservoir carbonaté.....	26
Figure 10. Relation perméabilité-porosité définie à partir la classification de la porosité.....	27
Figure 11. Influence du type de pores sur les vitesses acoustiques dans les carbonates.....	30
Figure 12. Influence des micropores sur les vitesses acoustiques dans les carbonates.....	32
Figure 13. Corrélation entre vitesses acoustiques et saturation en eau..	37
Figure 14. Relations entre l'échelle d'hétérogénéités géologiques.....	38
Figure 15. Valeur de la longueur d'onde pour les limites de résolutions en sismique.....	39
Figure 16. Concept du volume élémentaire représentatif en lien avec la longueur d'onde.	40
Figure 17. Evolution du volume élémentaire représentatif.	42
Figure 18. Différents régimes d'écoulement suivant les mécanismes de dispersions de vitesses en fonction de la fréquence.	45
Figure 19. Dispersion des vitesses en fonction de la fréquence, de la saturation de fluide.	46
Figure 20. Schéma de la double couche électrique à l'interface d'un grain de quartz.....	50
Figure 21. Différents mécanismes de polarisations à basse fréquence.	56
Figure 22. Relation entre la taille des grains et la phase et influence de la salinité.	62
Figure 23. Ratio entre les deux composantes de la conductivité de surface complexe.....	64
Figure 24. Corrélation entre la taille de pores et le temps de relaxation Cole-Cole.	67
Figure 25. Relation entre la surface spécifique et les paramètres de polarisations.....	68
Figure 26. Estimation de la perméabilité à partir des paramètres de polarisations.....	71

Partie II : MATERIEL ET METHODES

Figure 27. Carte géologique et colonne stratigraphique des calcaires de Beauce.....	74
Figure 28. Carte de variation d'épaisseur (a) et carte tectonique (b).	76
Figure 29. Carte géographique montrant les limites de l'aquifère de Beauce	77
Figure 30. Plan de position du site expérimental de l'O-ZNS.	78
Figure 31. Proposition de colonne lithologique des calcaires de Beauce.	82
Figure 32. Composition minéralogique (DRX).....	83
Figure 33. Variation des vitesses V_p au niveau de la zone d'étude	84
Figure 34. Vue schématique des instruments installés.....	86
Figure 35. Corrélation entre les cinq forages utilisés pour la définition des pétrofaciès.	88
Figure 36. Image des différents échantillons du faciès C	91
Figure 37. Schéma du dispositif et principe d'acquisition en tomographie.	92
Figure 38. Dispositifs pour mesurer la perméabilité intrinsèque	97
Figure 39. Exemple de données montrant la stationnarité de la mesure.	98
Figure 40. Dispositif et principe de mesure des vitesses acoustiques au laboratoire.	99
Figure 41. Evolution de la longueur d'onde en fonction des vitesses V_p acquises à différentes fréquences (1000, 500, 250, 120 kHz).	101
Figure 42. Exemple de dispositif de mesure électrique.	103
Figure 43. Mesures en polarisation provoquée spectrale.	104

Partie III/IV : RESULTATS ET DISCUSSIONS

Figure 44. Image 3D et orthoimage d'un échantillon de 4 cm de diamètre du faciès A.	108
Figure 45. Image 3D et orthoimage d'un échantillon de 4 cm de diamètre du faciès B.....	109
Figure 46. Image 3D et orthoimage d'un échantillon de 4 cm de diamètre du faciès C.....	110
Figure 47. Image 3D et orthoimage d'un échantillon de 4 cm de diamètre du faciès C'.....	111
Figure 48. Images de tomographies des différents faciès.	112
Figure 49. Histogramme des paramètres de formes obtenus par analyse d'image.	114
Figure 50. Influence de la résolution dans la définition des micropores (faciès B).....	115
Figure 51. Histogrammes du diamètre de Féret des images obtenues à partir du MEB pour les échantillons du faciès A.	116

Figure 52. Détermination de la taille des particules et des fractures ou fissures. a,b) images de grain dans un échantillon du faciès C.....	116
Figure 53. Images obtenues à partir du MEB avec la variation de la composition chimique.	118
Figure 54. Images obtenues à partir du MEB mettant en évidence l'évolution du processus d'altération minéralogique..	119
Figure 55. Propriétés réservoirs des différents échantillons en fonction de la profondeur....	122
Figure 56. Distribution de la taille des pores obtenue à partir de la mesure au mercure.	124
Figure 57. Relation entre la porosité effective et la masse volumique sèche.....	126
Figure 58. Relation perméabilité et porosité effective de tous les échantillons.	128
Figure 59. Modèles de perméabilités..	129
Figure 60. Vitesses acoustiques sèches en fonction de la profondeur.	131
Figure 61. Vitesses acoustiques saturées en fonction de la profondeur	132
Figure 62. Relation entre les vitesses V_P et V_S ...	133
Figure 63. Comparaison entre les vitesses sèches et saturées pour V_P (a) et V_S (b).....	134
Figure 64. Relation entre vitesse et porosité effective..	135
Figure 65. Relation entre vitesse et masse volumique..	137
Figure 66. Spectres SIP des calcaires de Beauce..	140
Figure 67. Résultats de l'ajustement du modèle double Cole-Cole..	142
Figure 68. Relation entre conductivité électrique à 1,46 Hz et la conductivité de l'eau.	143
Figure 69. Relation entre la conductivité en quadrature et la de la conductivité de surface..	144
Figure 70. Détermination de l'exposant de cimentation..	145
Figure 71. Relation entre les paramètres de polarisation et la surface spécifique..	147
Figure 72. Relation entre la perméabilité et les propriétés électriques.	149
Figure 73. Modèles de perméabilités utilisant un rayon de pores effectif..	151
Figure 74. Modèles de perméabilité basés sur les paramètres de polarisation.....	153
Figure 75. Relation entre les vitesses V_P et les propriétés électriques..	158
Figure 76. Relation entre les vitesses V_S et les propriétés électriques.....	160
Figure 77. Relation entre le ratio V_P/V_S et les propriétés électriques..	161
Figure 78. Relation entre vitesses V_P et les propriétés électriques.....	163
Figure 79. Analyse à composante principale pour un ensemble de propriétés couplées acoustique et électrique.	164
Figure 80. Aperçu du principe d'intégration de données du laboratoire au terrain et du changement d'échelle.....	167
Figure 81. Aperçu des différents logs.	168

Figure 82. Propriétés réservoirs des différents échantillons en fonction de la profondeur....	170
Figure 83. Effet de taille d'échantillons sur la relation perméabilité-porosité.....	171
Figure 84. Images obtenues par microtomographie des faciès A et C pour les échantillons de 2,5 et 4,0 cm de diamètre.. ..	172
Figure 85. Comparaison entre données de laboratoire et logs pour les trois forages.....	174
Figure 86. Vitesses acoustiques en condition saturée en fonction de la profondeur.....	176
Figure 87. Aperçu de l'effet de fréquence sur les vitesses acoustiques.. ..	177
Figure 88. Vitesses à différentes fréquences en fonction de la porosité effective.	178
Figure 89. Dépendance des vitesses à différentes fréquences vis-à-vis de la porosité.. ..	179
Figure 90. Effet de la saturation en eau sur les vitesses à différentes fréquences.....	181
Figure 91. Relation de Gassman pour prédire les vitesses saturées.	182
Figure 92. Effet de la saturation en eau sur le module de cisaillement.....	182
Figure 93. Comparaison entre les vitesses saturées de laboratoire et les logs de vitesses extraites du profil sismique.....	184

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1. Propriétés élastiques de constituants d'une roche..	29
Tableau 2. Relations empiriques pour estimer l'exposant de cimentation.....	66
Tableau 3. Différentes diagraphies acquises sur le site de l'O-ZNS.....	79
Tableau 4. Listes des différents échantillons et leurs caractéristiques.....	90
Tableau 5. Données obtenues pour la mesure de la perméabilité sur un échantillon.....	98
Tableau 6. Données obtenues pour les mesures de V_P à 0.5 MHz.....	100
Tableau 7. Resultats des mesures pétrophysiques.....	121
Tableau 8. Résultats des mesures de porosité, masse volumique.	123
Tableau 9. Propriétés électriques complexes à fréquence unique (1,46 Hz).....	139
Tableau 10. Paramètres issus du modèle double Cole-Cole	141
Tableau 11. Coefficient de Pearson pour les propriétés acoustiques et électriques.	156

INTRODUCTION GENERALE

Ces dernières années, en raison d'une forte croissance démographique mondiale et des conséquences du changement climatique, la demande en ressources en eaux a considérablement augmenté. Les eaux souterraines, qui représentent 99 % de l'eau douce liquide terrestre, ont le potentiel de répondre à cette forte demande (United Nations, 2022). En effet, en France, on estime à plus de 60% la contribution de ces aquifères à la consommation d'eau potable, dont 40% proviendraient uniquement des systèmes karstiques (Bakalowicz, 2005). Cependant, malgré leur importance irréfutable, ces ressources sont soumises aux aléas climatiques (sècheresse principalement) et aux activités anthropiques parfois trop importantes, les rendant vulnérables à la pollution.

Ces eaux souterraines demeurent également mal connues, rendant leur modélisation pour d'éventuelles évaluation, gestion ou suivi très difficiles (Anderson et al., 2015; Thangarajan & Singh, 2016; United Nations, 2022). Ceci peut être en partie amputé à une mauvaise compréhension du fonctionnement de la zone vadose (située entre le sol et la nappe phréatique), qui contrôle la recharge et le transfert de polluants vers les eaux souterraines (Stephens, 1996; Wilson et al., 2018). Cette zone vadose, la plupart du temps non saturée (pores remplis d'eau et d'air), est caractérisée par la présence d'hétérogénéités à différentes échelles. Ces hétérogénéités sont accrues lorsqu'il s'agit de réservoirs calcaires. En effet, bien qu'ils soient de très bonnes roches réservoirs, les réservoirs calcaires sont très complexes. Ils ont été largement étudiés dans l'industrie pétrolière et gazière où ils représentent plus de 60% des réservoirs d'après Biteau et al. (2014), mettant en exergue cette complexité en matière de propriétés réservoirs et d'écoulement de fluides (Dominguez et al., 1992; Lucia, 2007). Cependant, dans le contexte des eaux souterraines, ils restent sous-évalués, en particulier dans des environnements complexes comme la zone vadose où les processus diagenétiques et l'altération physico-chimique créent des instabilités et des voies d'écoulements préférentielles.

Le besoin de solutions quantitatives à ces problèmes d'écoulements et de transport nécessite l'utilisation de modèles robustes pour prédire et simuler l'écoulement des fluides (Anderson et al., 2015). Ces modèles nécessitent, à leur tour, la connaissance de certaines propriétés réservoirs telles que la porosité et la perméabilité. Dans les milieux poreux, ces deux propriétés sont des paramètres de premier ordre. Théoriquement, la perméabilité est l'élément clé de l'écoulement des fluides. C'est une propriété dont le premier facteur de contrôle est la porosité effective (Zinszner & Pellerin, 2007; Tiab & Donaldson, 2015). Kozeny (1927) fut l'un des premiers à proposer un modèle théorique liant la perméabilité à la porosité basé sur une modélisation simple de l'espace poral. Plusieurs autres relations basées sur le même concept

(ou plus empiriques) ont été proposées (Purcell, 1949; Kolodzie Jr, 1980; Swanson, 1981; Lucia, 1983; Nelson, 1994; Babadagli & Al-Salmi, 2004). Ces relations ont démontré d'une part que la porosité n'est pas le seul paramètre de contrôle et d'autre part qu'elles sont limitées. En effet, elles sont soit trop simplistes ou soit trop compliquées car elles nécessitent une calibration a priori pour prendre en compte les hétérogénéités de certaines roches telles que les carbonates (Jennings & Lucia, 2003; Jaya et al., 2005; Bohnsack et al., 2020; Miaomiao et al., 2022). De plus, les hétérogénéités telles que les variations minéralogiques, granulométriques (taille, distribution, disposition, agencement) ou la cimentation, la présence de fractures/fissures, la structure porale (taille, distribution, tortuosité) contrôlent les relations perméabilité-porosité. La structure très complexe et la diversité des pores des roches carbonatées entraînent donc une corrélation perméabilité-porosité très difficile à prédire et rendent l'utilisation de modèles théoriques et empiriques peu efficaces (Lucia, 2007). D'où la nécessité de développer des modèles plus adaptés à chaque milieu.

Selon l'échelle, les hétérogénéités n'ont pas la même influence sur la porosité ou la perméabilité, ce qui rend leur caractérisation plus complexe et la nécessité de choisir des méthodes d'investigations adéquates. De plus, ces propriétés réservoirs ne sont mesurables qu'à petite échelle (le plus souvent 1D). Par exemple, en tant que paramètre hydraulique le plus important, la perméabilité ou conductivité hydraulique peut être obtenue par essai de puits. Cependant, cette méthode est coûteuse et ponctuelle et n'offre pas une grande distribution spatiale. Les méthodes géophysiques, quant à elles, peuvent fournir un accès indirect aux propriétés réservoirs avec une bonne résolution spatiale 2D, 3D ou 4D (Kearey et al., 2002; Kirsch, 2006; Fan et al., 2020). Cependant, ces méthodes sont, dans la plupart des cas, accompagnées d'incertitudes pour l'estimation et l'inversion des propriétés réservoirs et doivent donc être calibrées et quantifiées à partir de modèles pétrophysiques estimés via des mesures à petite échelle, en laboratoire. Ainsi, la pétrophysique apparaît comme le chaînon manquant entre les propriétés physiques (nécessaires aux méthodes géophysiques) et les propriétés réservoirs (Archie, 1950; Tiab & Donaldson, 2015). Parmi ces approches, les méthodes acoustiques et électriques sont bien adaptées pour la caractérisation des réservoirs en général (Hölting & Coldewey, 2019). En effet, en plus de présenter un lien étroit avec les propriétés réservoirs, les propriétés acoustiques et électriques sont très sensibles aux hétérogénéités qu'on retrouve dans la zone.

S'agissant de la méthode acoustique, il existe une relation entre les propriétés réservoirs et les propriétés acoustiques comme rapportée par plusieurs études (Bourbié et al., 1992; Mavko et al., 2009). En effet, les ondes élastiques sont très sensibles à la microstructure, notamment la structure des pores (Guéguen et al., 2009). La caractérisation des réservoirs basée sur la modélisation pétroacoustique a été discutée depuis plusieurs décennies. Des études pionnières, basées sur des données de puits ou de laboratoire, ont proposé des modèles empiriques, qui servent souvent de référence dans le domaine de la pétroacoustique (Wyllie et al., 1956; Gardner et al., 1974; Raymer et al., 1980; Greenberg & Castagna, 1992). Ces modèles sont souvent limités à des roches homogènes avec un simple système de porosité. Pour les roches carbonatées, la tâche est cependant plus difficile, même si on dénombre plusieurs travaux qui mettent en évidence les relations entre vitesses acoustiques et porosité (Rafavich et al., 1984; Anselmetti & Eberli, 1993; Wang, 1997; Baechle et al., 2008), vitesses acoustiques et perméabilité (Fabricius et al., 2007) ou vitesses acoustiques et (micro) texture (Fournier et al., 2011; Regnet et al., 2019; Bailly et al., 2022). En effet, les réservoirs carbonatés, notamment les calcaires lacustres du fait de leur histoire géologique, sont plus complexes et hétérogènes en termes de textures et de microstructures que les réservoirs silicoclastiques (Tucker & Wright, 2009; Moore & Wade, 2013). Ces hétérogénéités rendent incertaines la prédiction des propriétés réservoirs à partir des propriétés acoustiques seules, surtout dans un environnement complexe comme la zone vadose. Elles nécessitent donc une approche complémentaire.

Tout comme les méthodes acoustiques, les méthodes électriques ont été largement utilisées pour la caractérisation et l'estimation des propriétés réservoirs. En effet, il paraît évident d'imaginer une relation entre les propriétés électriques et l'écoulement du fluide, car ils se produisent en théorie dans le même réseau de pores. Pour cette raison, les mesures électriques sont plébiscitées et couramment utilisées, notamment dans l'industrie pétrolière et gazière (Archie, 1942; Waxman & Smits, 1968; Glover, 2015). Dans le domaine des eaux souterraines, elles sont également utilisées, notamment les mesures à basses fréquences telles que la résistivité et la résistivité complexe (Huntley, 1986; Cai et al., 2017; Weller & Slater, 2019; Binley & Slater, 2020). Récemment, avec l'augmentation des mesures de résistivité complexe (ou conductivité complexe), divers modèles d'estimations des propriétés pétrophysiques ont été proposés (Leroy & Revil, 2009; Kemna et al., 2012; Revil et al., 2014; Binley & Slater, 2020). Contrairement aux modèles basés sur la conductivité, les modèles issus de la conductivité complexe ont le potentiel de réduire considérablement l'incertitude de la modélisation hydrodynamique due aux hétérogénéités, car ils fournissent plus d'informations, notamment sur les phénomènes de

polarisations et les tailles, formes et connectivités des pores associées (Chelidze & Gueguen, 1999; Binley & Kemna, 2005; Binley & Slater, 2020). Largement utilisée pour la caractérisation et l'estimation des propriétés réservoirs des roches silicoclastiques (Vinegar & Waxman, 1984; Binley et al., 2005; Jougnot et al., 2010; Weller et al., 2013; Revil et al., 2014; Robinson et al., 2018; Weller & Slater, 2019), la conductivité complexe l'est moins pour les roches carbonatées (Cerepi, 2004; Schmutz et al., 2011; Hupfer et al., 2017; Norbistrath et al., 2017; Johansson et al., 2020; Panwar et al., 2021). Néanmoins, malgré peu d'études, son développement récent dans les carbonates est prometteur.

Au vu de cette première analyse, ce travail de thèse a pour objectif d'améliorer la caractérisation pétrophysique des roches carbonatées issues d'un environnement complexe tel que la zone vadose. Méthodes acoustiques et électriques seront donc employées et croisées pour caractériser et estimer l'influence des hétérogénéités sur ces propriétés. L'approche expérimentale de laboratoire présentée ici s'appuie sur les calcaires de Beauce, principal réservoir de l'aquifère de Beauce, à travers la plateforme O-ZNS (Observatoire des transferts dans la Zone Non-Saturée). Cette dernière a été créée dans le but d'évaluer et de suivre la recharge de la nappe ainsi que le transfert de polluants agricoles très important depuis quelques décennies (Seguin, 1987).

Les problématiques majeures abordées dans cette thèse s'articulent autour de plusieurs questions :

1. Quelles hétérogénéités contrôlent les propriétés réservoirs des calcaires de Beauce ? Quel(s) modèle(s) de perméabilité—porosité permet(tent) de prédire le comportement hydraulique des calcaires de Beauce ?
2. Quel lien entre propriétés réservoirs et propriétés acoustiques ? Quelle est l'influence des hétérogénéités (type et taille) sur ces propriétés et quels modèles pétroacoustiques proposer ?
3. Quel est l'influence des hétérogénéités sur les propriétés électriques ? Quel est l'apport de la conductivité complexe sur la prédiction des propriétés réservoirs, notamment la perméabilité des réservoirs carbonatés ?
4. Quelle est la valeur ajoutée du croisement des propriétés acoustiques et électriques pour une meilleure caractérisation des propriétés réservoirs ?

Pour répondre à ces différentes problématiques, une méthodologie d'étude a été développée associant des techniques de mesures de laboratoire et des modèles empiriques ainsi que des approches théoriques. Ce manuscrit de thèse présente cette démarche et est organisé en quatre parties :

- La première partie présentera l'état de l'art et de la connaissance sur les roches carbonatées et les propriétés pétrophysiques.
- Elle sera suivie par la présentation de la zone considérée pour notre échantillonnage et de l'approche méthodologique.
- La troisième partie traitera de la caractérisation pétrophysique et de l'influence des hétérogénéités sur les propriétés réservoirs, acoustiques et électriques.
- Enfin, la quatrième partie (perspective) portera sur les problématiques de changement de taille d'échantillons et d'échelle sur les propriétés pétroacoustiques.

PARTIE I : ETAT DE L'ART

CHAPITRE 1 : ROCHES CARBONATEES

1.1 Sédimentation et classifications des roches carbonatées

Les roches carbonatées nécessitent des conditions climatiques spécifiques pour leur sédimentation. Elles peuvent être déposées en milieu continental (tropical, tempéré) ou en milieu marin peu profond ou pélagique (Moore & Wade, 2001; Tucker & Wright, 2009). Chaque milieu de dépôts implique une sédimentation spécifique et des constituants caractéristiques. Comme pour les roches silicoclastiques, les roches carbonatées sont constituées de grains (appelés allochèmes), de liant (matrice et/ou ciment) et de pores.

Les grains peuvent être d'origine chimique (précipitation), biochimique ou exclusivement biologiques (squelettes, tests fossilisés) ce qui est spécifique aux carbonates. Selon Moore & Wade (2013), plus de 90% des sédiments qui constituent les carbonates modernes sont d'origine biologique déposés en milieu marin. Ainsi, les grains dans les carbonates sont intimement liés à leur environnement de dépôt et son activité biologique. Ces grains peuvent être groupés en deux catégories, à savoir les grains squelettiques (issus du squelette d'un microorganisme, invertébré, test de plantes) et non squelettiques (Tucker & Wright, 2009). Les carbonates sont définis comme des roches sédimentaires ayant plus de 50% de minéraux calcaires. De ce fait, les carbonates présentent une moins grande diversité minéralogique que les roches silicoclastiques. En effet, on retrouve fréquemment les mêmes minéraux tels que la calcite (CaCO_3 , 2710 kg/m^3), l'aragonite (CaCO_3 , 2930 kg/m^3), et la dolomite ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, 2840 kg/m^3). Deux types de calcite sont rencontrés, la calcite faible magnésienne (LMC : low magnesium calcite) ou la calcite hautement magnésienne (HMC : high magnesium calcite), le plus souvent instable. L'aragonite de même formule que la calcite est la forme stable à haute température et haute pression du carbonate de calcium. Enfin, la dolomite est un minéral issu de la diagenèse (dolomitisation), par remplacement des autres minéraux.

La complexité géologique des roches carbonatées rend leur classification et nomenclature très difficiles. De ce fait, il existe plusieurs classifications dans la littérature allant d'une simple description à une classification génétique qui se base sur la variation de certains attributs (texture, type, forme et proportion d'allochèmes, présence de ciment...). Les plus reconnues et utilisées sont la classification de Folk (1959) et la classification de Dunham (1962) qui a été étendue par la suite par Embry et Klovan (1971). Les deux classifications sont basées principalement sur la texture et l'origine des allochèmes de la roche.

1.2 Carbonates en milieu continental

Les dépôts de carbonates en milieu continental se font dans une large variété d'environnements de dépôts, allant des milieux lacustres, palustres aux milieux subaériens (Figure 1), d'après Armenteros (2010). Les carbonates continentaux, qui nous intéressent dans le cadre de cette thèse (voir Partie II), proviennent d'une interaction entre les activités physico-chimiques et biologiques couplées à un apport de matériaux clastiques (Ménillet & Edwards, 2000; Moreau et al., 2024). Il en résulte une microstructure et une minéralogie complexes et hétérogènes, auxquelles viennent se surimposer les modifications diagenétiques (Alonso-Zarza & Tanner, 2010).

La sédimentation lacustre ou palustre est contrôlée principalement par trois processus qui sont l'hydrologie, l'apport de sédiment et la température (Tucker & Wright, 2009). Tous ces trois processus sont par ailleurs dépendants du climat et de la tectonique. L'hydrologie contrôle les entrées et sorties d'eaux à travers la pluie, l'infiltration et les eaux souterraines. L'apport de sédiment est contrôlé par l'érosion en amont et le type de sédiment dépend ainsi de la roche altérée. La température, quant à elle, influence directement l'activité biologique ainsi que la précipitation des carbonates.

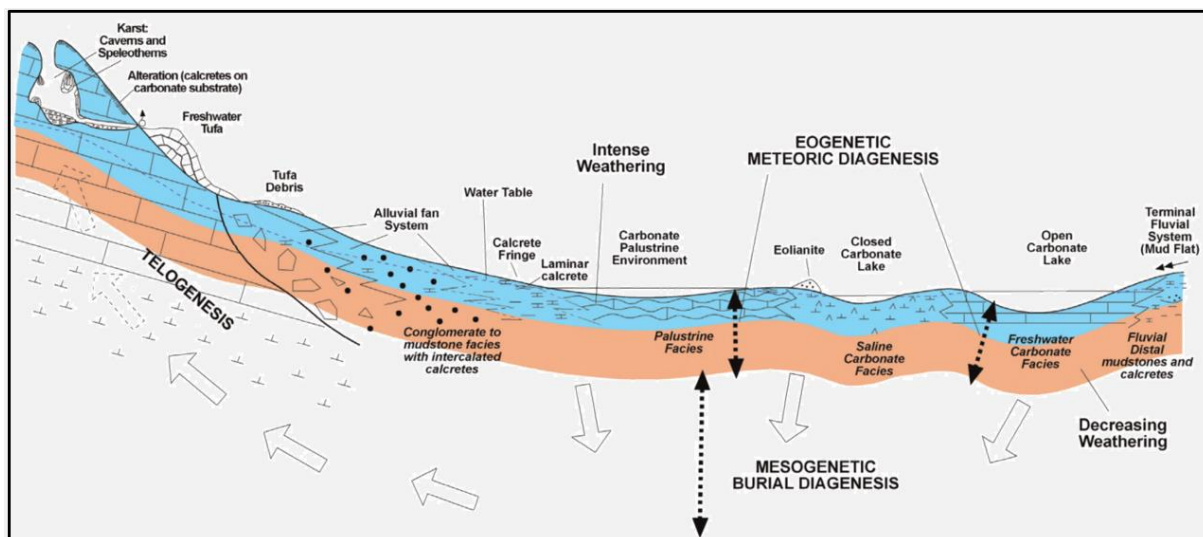


Figure 1. Environnement de dépôts en milieu continental, d'après Armenteros (2010).

En termes de sédimentation, la plupart des dépôts de carbonates lacustres se présentent sous forme de particules fines (mud) ou de particules fines lithifiées (mudstone ou micrite). On rencontre également les carbonates mélangés à une proportion plus ou moins importante de silicoclastique (et/ou de matière organique) appelée marne (« marl/marlstone »).

Les carbonates palustres résultent de l'exposition, de la pédogenèse et de la diagenèse des particules fines lacustres dans un environnement relativement plat et peu profond (Freytet & Verrecchia, 2002; Alonso-Zarza & Wright, 2010b). Les principaux processus de transformation sont la fissuration, la dessiccation ou la marmorisation (redistribution du fer due à la fluctuation de la nappe phréatique). Ces processus sont souvent associés avec la présence de certains minéraux tels que le palygorskite, la silice ou le gypse (Freytet & Verrecchia, 2002). Ces processus de transformation aboutissent à la formation de faciès palustres tels que des carbonates nodulaires, bréchiques, rubanés ou poloïdales (Alonso-Zarza & Wright, 2010b).

Dans le même continuum que les carbonates palustres, on retrouve un autre type de carbonate continental à savoir les calcrètes (ou caliche). Ces carbonates sont des accumulations de calcite (ou dolomite) consolidées ou non qui résultent de la cimentation ou du remplacement de la calcite (ou dolomite) dues à l'activité de l'eau présente dans les sols, dans la zone vadose et dans les aquifères (Wright & Tucker, 1991; Alonso-Zarza, 2003; Alonso-Zarza & Wright, 2010a).

En somme, les carbonates en milieu continental témoignent de l'interaction qui existe entre les processus sédimentaires, diagenétiques et pédogénétiques. Ces processus peuvent se juxtaposer dans le temps et l'espace et il est souvent difficile d'établir des frontières entre eux (Alonso-Zarza, 2003).

1.3 Diagenèse dans les roches carbonatées

La diagenèse se définit comme l'ensemble des processus physico-chimiques et biologiques que subit un sédiment ou une roche carbonatée après son dépôt jusqu'au métamorphisme (Armenteros, 2010). La diagenèse comprend les processus tels que la cimentation (précipitation de ciments), la micritisation biologique (altération par des microorganismes), le néomorphisme (remplacement et recristallisation), la dissolution, la compaction et la dolomitisation.

Selon Moore & Wade (2013), la diagenèse peut être subdivisée suivant les environnements de dépôts. On retrouve la diagenèse d'environnement marin (saumure), d'environnement de proche surface (eau météorique) et enfin la diagenèse d'environnement profond (saumure complexe). Nous nous intéressons principalement à l'environnement proche-surface en milieu continental.

Aussi appelée diagenèse météorique, la diagenèse de proche surface est caractérisée par une exposition subaérienne et la présence d'eau météorique de composition chimique très variée. Dans cet environnement, on assiste généralement à une agressivité des eaux qui peut conduire à une restructuration de la microstructure et de la porosité des roches nouvellement déposées ou des anciennes roches exhumées (Tucker & Wright, 2009; Moore & Wade, 2013). En milieu continental, deux zones majeures séparées par le niveau de la nappe peuvent être considérées : la zone vadose et la zone phréatique (Figure 2).

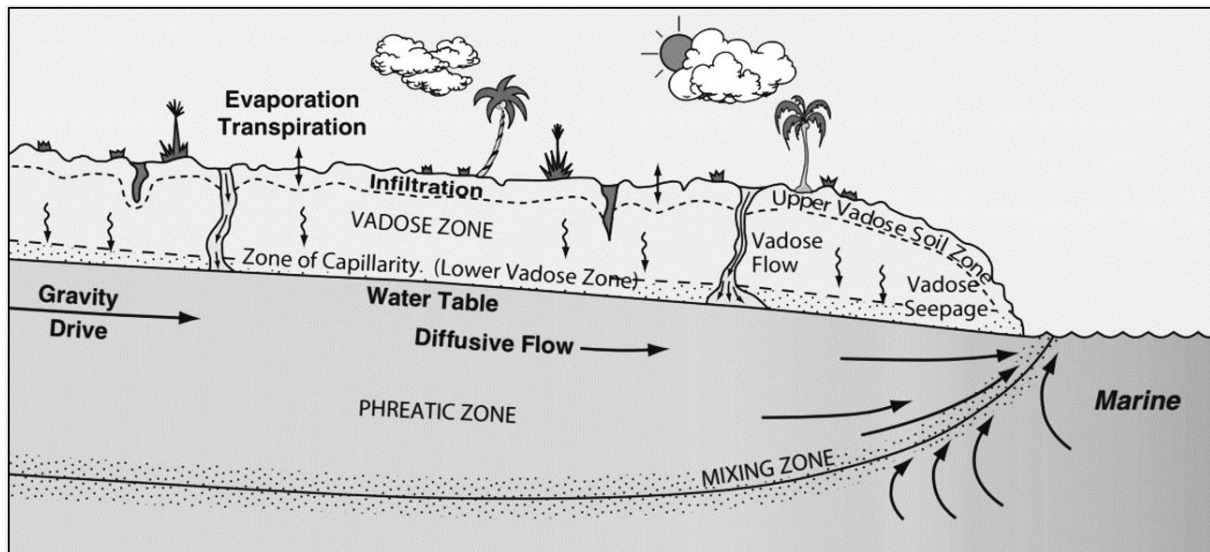


Figure 2. Différents processus durant la diagenèse météorique, d'après Moore & Wade (2013).

La diagenèse météorique comprend principalement trois processus : la dissolution, la précipitation (ou cimentation) et la transformation minéralogique. La dissolution se produit lorsque l'eau présente dans les pores est sous-saturée vis-à-vis des minéraux carbonatés. Cette dissolution est favorisée par l'acidité des eaux météoriques chargées en CO_2 . Les réactions chimiques qui contrôlent la dissolution peuvent être très complexes car elles impliquent plusieurs phases (Longman, 1980; James & Choquette, 1984; Armenteros, 2010). La dissolution favorise la création de pores, de cavités « vugs », ou de karsts lorsqu'elle se produit à grande échelle. Les karsts ont été beaucoup étudiés en raison de leur importance pour les eaux souterraines (James & Choquette, 1984; Bakalowicz, 2005; Bögli, 2012; Chen et al., 2017). Brièvement, on distingue les karsts de surfaces qui se produisent à l'interface air-roche et les karsts souterrains qui se produisent en profondeur. A l'inverse de la dissolution, la précipitation se produit lorsque l'eau poreuse est sursaturée en sels. La dissolution des minéraux instables conduit à une sursaturation et donc à une précipitation d'un minéral plus stable. Selon Tucker & Wright (2009), les mécanismes de précipitations dans la zone phréatique sont encore mal

compris, mais dans la zone vadose, ces mécanismes sont liés au CO₂, à l'évaporation et à l'évapotranspiration. Les produits de la précipitation peuvent être la création de ciments (James & Choquette, 1984) ou de calcrètes. Enfin, la transformation minéralogique (appelée néomorphisme) concerne la transformation de l'aragonite et de la calcite HMC en calcite LMC. Cette transformation minéralogique entraîne aussi des transformations isotopiques rendant possible la distinction entre la calcite et la calcite diagenétique.

De par les variations d'environnement de dépôts et de diagenèse, nous comprenons la complexité et la variabilité des roches carbonatées par rapport aux roches silicoclastiques. C'est en particulier le cas des carbonates continentaux étudiés dans cette thèse. Ces derniers sont très complexes et hétérogènes en raison des processus sédimentaires, tectoniques et diagenétiques qu'ils ont subis. Ces hétérogénéités ont une influence certaine sur la caractérisation des propriétés réservoirs telles que la porosité et la perméabilité, et sur leur estimation à partir des propriétés acoustiques et électriques. Nous allons maintenant voir les diversités d'hétérogénéités, discuter de leur échelle et définir les propriétés réservoirs qui nous intéressent.

CHAPITRE 2 : PROPRIETES RESERVOIRS

2.1 Echelle d'hétérogénéité

Archie (1950) fut l'un des premiers à employer le terme pétrophysique qu'il définit comme la physique des roches réservoirs. La pétrophysique permet donc d'évaluer et quantifier les propriétés réservoirs (ou propriétés de transports/hydrauliques en science environnementale) d'une roche au travers de ses propriétés physiques. On peut ainsi classer les propriétés d'une roche en deux catégories :

- Les propriétés réservoirs appelées aussi propriétés primaires ou directes : porosité, saturation, perméabilité, minéralogie, etc.
- Les propriétés physiques (ou propriétés indirectes) qui donnent naissance aux différentes méthodes géophysiques : propriétés élastiques, propriétés électriques, propriétés nucléaires, etc.

Ces propriétés pétrophysiques sont mesurables le plus souvent sur une partie plus ou moins importante du réservoir, ce qui entraîne une notion d'échelle de mesure. Dans les réservoirs qui sont souvent hétérogènes, l'échelle de mesure peut avoir une importance capitale sur la représentativité des propriétés pétrophysiques. En effet, les propriétés pétrophysiques peuvent varier de l'échelle du pore à l'échelle du terrain (Tiab & Donaldson, 2015). Afin de prendre en compte cette représentativité, Hill (1963) et Bear (1972) ont introduit la notion de volume élémentaire représentatif (VER). Ils le définissent comme étant le plus petit volume sur lequel une mesure réalisée donnera une valeur représentative du volume entier. En d'autres termes, il s'agit du volume minimum pour lequel la propriété physique mesurée reste continue et homogène aux autres dimensions (Figure 3). Si le volume est inférieur au VER, la propriété mesurée n'est plus stable et varie à chaque changement de volume (domaine microscopique). Si le volume est supérieur au VER, la mesure reste constante tant que le milieu est homogène. Le VER est très important à considérer pour la détermination des propriétés pétrophysiques et sa non prise en compte peut conduire à une surestimation ou une sous-estimation des propriétés mesurées pour des réservoirs ou échantillons hétérogènes.

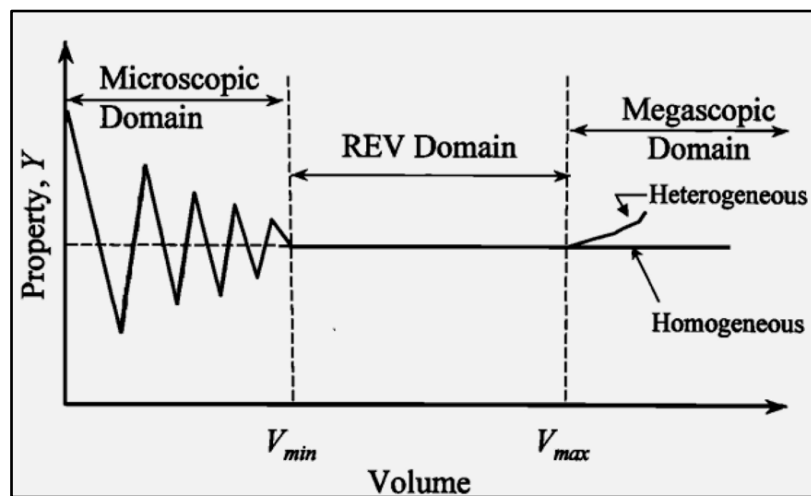


Figure 3. Définition du principe du volume élémentaire représentatif, d'après Brown et al. (2000)

Les hétérogénéités qui vont affecter les propriétés physiques et de transport peuvent exister à l'échelle micro, méso, macro ou mégascopique. Suivant la définition proposée par Tavakoli (2019), on retrouve :

- L'échelle microscopique qui correspond aux hétérogénéités de faciès, de taille ou type de pore ou de grain. C'est l'échelle de mesure de laboratoire qui inclut les mesures de porosité et de perméabilité sur échantillon, les analyses au microscope et autres scans.
- À l'échelle mésoscopique, les propriétés pétrophysiques sont obtenues à partir des données de puits telles que les diagraphies. Ces données sont calibrées sur la base des mesures de laboratoire.
- À l'échelle macroscopique, les variations à l'échelle du terrain (séquence stratigraphique, continuité latérale, présence de structures localisées) sont prises en compte. Les données de puits sont intégrées (corrélation puits-puits par exemple) avec les données de géophysique de surface haute résolution, pour construire des unités homogènes dans le réservoir.
- L'échelle mégascopique correspond à l'échelle du bassin. Les paramètres tels que la tectonique, les séquences sédimentaires doivent être considérés. Ainsi, diverses données (géophysique, observations géologiques) sont combinées pour comprendre l'hétérogénéité globale.

2.2 Propriétés statiques et dynamiques

2.2.1 Porosité

2.2.1.1 Définitions et typologies

La porosité (Φ) représente la proportion de vides d'une roche, autrement dit sa fraction non occupée par sa partie solide. C'est une propriété très importante de la roche, car elle mesure la capacité de cette roche à emmagasiner des fluides (pétrole, gaz et eau). Elle est définie comme le rapport entre le volume total des pores (V_{pore}) et le volume total (V_{tot}) de la roche :

$$\Phi = \frac{V_{pore}}{V_{tot}} = 1 - \frac{V_{gr}}{V_{tot}}, \quad (1)$$

où V_{gr} (m^3) représente le volume solide ou le volume des grains.

Plusieurs types de porosités peuvent être définis selon le domaine scientifique. Par exemple, en hydrogéologie on retrouve la porosité totale qui représente l'ensemble des vides dans une roche. La porosité effective ou efficace (Φ_{eff}) représente le volume des pores connectés qui contribue à l'écoulement. La porosité de drainage représente le volume des vides libéré sous l'effet d'un essorage gravitaire. Dans le même sens on définit également le coefficient d'emmagasinement qui correspond au volume d'eau qui peut s'écouler (non retenue par capillarité).

La porosité peut aussi être définie ou classée en fonction de la taille des pores (micropores ou macropores), de leur type (intergranulaire, fractures, cavités) ou de leur origine (primaire ou secondaire). Par opposition à la porosité primaire, la porosité secondaire représente les pores créés par les processus mécaniques (compaction, déformation) ou chimiques (dissolution, précipitation) après le dépôt de la roche (Tiab & Donaldson, 2015). En hydrogéologie, on parle alors de porosité d'interstices (ou matricielle), de porosité de fissure ou de fracture et de porosité de karst.

2.2.1.2 Porosité dans les carbonates

La porosité dans les roches carbonatées présente une grande diversité aussi bien en termes d'origine, de taille ou de type car les processus diagenétiques sont prépondérants. Il en résulte donc une structure porale plus complexe, d'où une grande diversité de classification disponible (Archie, 1952; Choquette & Pray, 1970; Lucia, 1995; Lønøy, 2006). Cependant, celles de Choquette et Pray (1970) ou de Lucia (1995) sont les plus couramment utilisées. Elles se basent sur des critères tels que : l'origine de la porosité, le type et la taille de pores, la connectivité entre pores.

La classification de Choquette et Pray (1970) met l'accent sur l'origine de la porosité et les conditions géologiques à l'origine de cette porosité. Ensuite, d'autres critères tels que la taille, la forme et l'abondance des pores viennent compléter la description. Il s'agit d'abord d'une classification génétique qui subdivise la porosité en trois classes, comme le montre la Figure 4a.

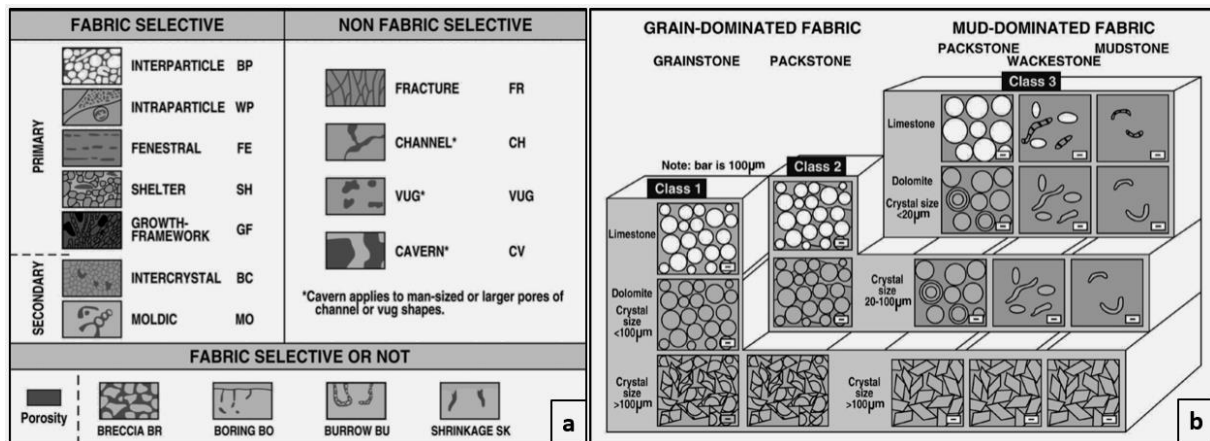


Figure 4. Classification de la porosité des roches carbonatées selon Choquette et Pray (1970) (a) et selon Lucia (1995) (b), d'après Moore & Wade (2013).

De son côté, la classification de Lucia (1995), en plus d'être génétique, a une connotation pétrophysique et permet de subdiviser les carbonates en deux grands groupes en fonction du type de porosité rencontrée. Il définit ainsi les carbonates avec une porosité interparticulaire et les carbonates avec une macroporosité « vuggy porosity ». La porosité interparticulaire est définie pour les pores situés entre les grains/cristaux (Figure 4b). Cette porosité est subdivisée en trois classes en fonction de la taille des particules (fine, moyenne et grande). La macroporosité correspond aux grands pores comme les cavités de dissolution (grains, fossiles dissous) et les fractures. Ces macropores peuvent être directement connectés « touching vug » ou non connectés « separated vug » mais reliés à travers la porosité interparticulaire.

L'autre particularité des carbonates est la présence en grande abondance de micropores qui peuvent parfois représenter la totalité de la porosité (Moshier, 1989; Hashim & Kaczmarek, 2019). Cette microporosité a été beaucoup étudiée, notamment son influence sur les autres propriétés pétrophysiques (Baechle et al., 2008; Regnet et al., 2015). Cependant, sa définition en termes de taille limite n'est pas uniforme dans la littérature comme le montre la Figure 5 (Hashim & Kaczmarek, 2019).

Cette variation de taille est liée à plusieurs facteurs, dont la technique utilisée pour la caractérisation ou bien l'objectif de l'étude. Par exemple, en révisant les classifications de

Choquette et Pray (1970) et celle de Lucia (1995), Lønøy (2006) définit plusieurs limites supérieures de micropores en fonction de la typologie des pores. Il propose par exemple une limite supérieure de 10 µm pour les mudstones.

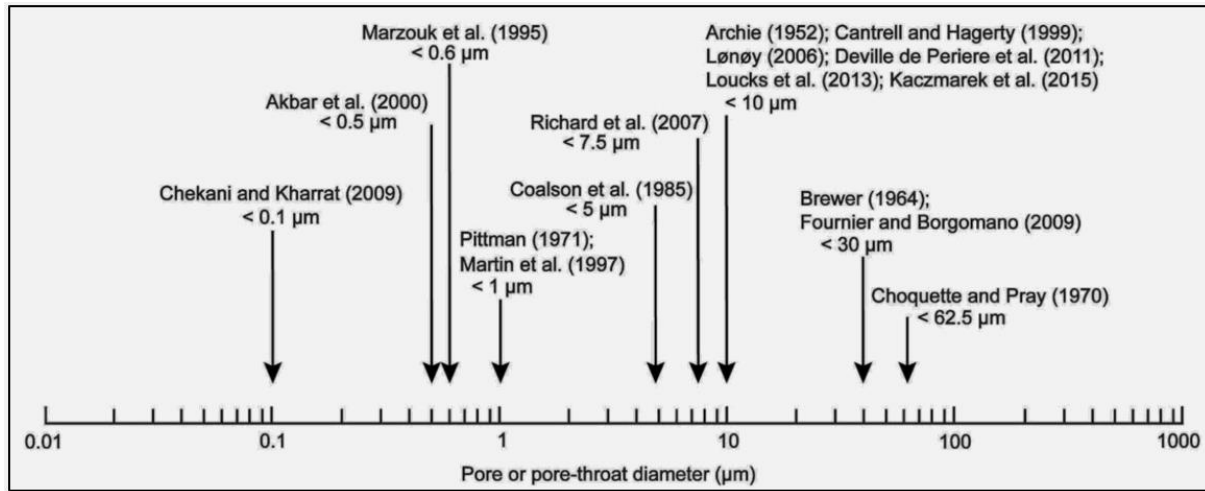


Figure 5. Différentes limites supérieures délimitant micropores et macropores définies dans la littérature, d'après Hashim & Kaczmarek (2019).

Récemment, en compilant plusieurs études, Hashim et Kaczmarek (2019) montrent que les micropores peuvent être définis comme des pores ayant des diamètres inférieurs à 10 µm ou des pores se trouvant entre des microcristaux de taille inférieure à 10 µm.

2.2.2 Surface spécifique

La surface spécifique ou surface interne spécifique représente la surface porale en contact avec un fluide ou encore la surface de l'interface solide-fluide (Tiab & Donaldson, 2015). Cette surface dépend de la taille et de la géométrie des pores. Elle diminue généralement avec l'augmentation de la taille des grains ou des particules. La surface spécifique peut être calculée ou normalisée en fonction du volume totale (S_{tot}), du volume porale (S_{por}) ou encore du volume des grains (S_{gr}) :

$$S_{tot} = \frac{\text{surface des pores}}{\text{volume total}}, \quad (2)$$

$$S_{por} = \frac{\text{surface des pores}}{\text{volume des pores}}, \quad (3)$$

$$S_{gr} = \frac{\text{surface des pores}}{\text{volume solide}}. \quad (4)$$

2.2.3 Saturation en fluide

Dans une roche, les pores sont occupés par les fluides (liquide et/ou gaz). La saturation d'un fluide représente la proportion de ce fluide par rapport au volume des pores. Lorsque plusieurs fluides sont présents, leur organisation spatiale dépend des propriétés de chaque fluide et de leur interaction avec le solide (Tiab & Donaldson, 2015). Le plus souvent, dans les eaux souterraines à faible profondeur, les pores sont occupés entièrement par l'eau (on parle de zone saturée) ou partiellement par de l'eau et l'air (on parle de zone non saturée). Dans le second cas, les relations suivantes peuvent être définies :

$$S_{eau} = \frac{V_{eau}}{V_{por}} = 1 - \frac{V_{air}}{V_{por}}, \quad (5)$$

où S_{eau} (%) est la saturation en eau (aussi notée S_w pour water).

2.2.4 Perméabilité

La perméabilité intrinsèque (ou perméabilité absolue) d'une roche saturée représente sa capacité à permettre l'écoulement des fluides contenus dans ses pores. La loi de Darcy (1856) permet de calculer la perméabilité absolue (k) à travers la relation suivante :

$$\frac{Q}{S} = \frac{k}{\mu} \left[\left(\frac{\Delta P}{L} \right) \right], \quad (6)$$

où Q (m³/s) est le débit, S (m²) la section, μ (Pa.s) est la viscosité du fluide, ΔP (Pa) la différence de pression et L (m) la longueur. La loi reste valide dans le cas d'un écoulement laminaire et monophasique avec de faibles débits et pour l'utilisation de fluides incompressible (Monicard, 1980). Dans le cas où on utilise un gaz, une correction doit être apportée. Il s'agit de la correction de Klinkenberg due aux effets de « glissement et collision » des molécules de gaz à faibles perméabilités (Klinkenberg, 1941). La perméabilité est exprimée en m² dans le système international. Dans le domaine pétrolier, elle est généralement en D (Darcy) ou mD avec 1 D=0.9869×10⁻¹² m². En hydrogéologie ou en science environnementale, on utilise la conductivité hydraulique (k_h) en lieu et place de la perméabilité absolue. La conductivité hydraulique s'exprime en m/s et dépend à la fois du fluide et du milieu (ou roche) étudié. La relation suivante permet de relier les deux grandeurs :

$$k_h = k \left(\frac{\rho_{bf} g}{\mu} \right), \quad (7)$$

où ρ_{bf} (kg/m³) est la masse volumique du fluide, g (N/kg) est l'accélération de la pesanteur.

2.3 Relation perméabilité-porosité

La perméabilité est un paramètre important pour la caractérisation des réservoirs et l'écoulement des fluides. C'est une propriété intrinsèque de la roche qui dépend au premier ordre de la porosité effective (ou efficace). Cependant, cette relation peut être très complexe en fonction du type de roches sédimentaires en raison de la granulométrie, la cimentation, la présence d'argile ou la présence de fracture.

Elle est d'autant plus importante pour les réservoirs carbonatés où elle peut varier de plus de cinq ordres de grandeurs (Schön, 2015). Pour comprendre cette perméabilité, il est nécessaire de prendre en compte la structure ou la configuration de l'espace porale au-delà de la valeur globale de porosité effective qui le plus souvent ne permet pas à elle seule d'expliquer les variations de perméabilités. Il existe dans la littérature plusieurs modèles de perméabilités en lien avec la porosité ou d'autres paramètres de l'espace porale. Sans être exhaustif, nous présenterons quelques modèles couramment utilisés.

2.3.1 Kozeny-Carman et modèles similaires

Kozeny (1927) a développé l'un des premiers modèles reliant la perméabilité à la porosité, puis à la surface spécifique en se basant sur un modèle de tube capillaire. Considérant une roche composée de n nombre de tubes parallèles droits de rayon R et de longueur L , le débit de cette roche est donné par la relation de Poiseuille :

$$Q = n \frac{\pi R^4}{8\mu} \left(\frac{\Delta P}{L} \right). \quad (8)$$

Par correspondance entre l'équation 8 et la loi de Darcy (équation 6), on retrouve la perméabilité de la roche composée de n tubes capillaires de porosité $\Phi = n\pi R^2$:

$$k = \frac{\Phi R^2}{8}. \quad (9)$$

Par analogie, le modèle de tube capillaire peut être adapté au modèle de fracture. Considérons une roche composée de n fractures d'ouverture constante e , et de porosité $\Phi = ne$, la perméabilité est donnée par :

$$k = \frac{\Phi e^2}{12}. \quad (10)$$

En introduisant le concept de surface spécifique, notamment la surface spécifique par volume de pore (S_{por}), le modèle de Kozeny devient alors :

$$k = \left(\frac{\Phi}{2S_{Por}^2} \right), \quad (11)$$

avec

$$S_{por} = \frac{2}{R}. \quad (12)$$

L'équation 11 peut être modifiée en remplaçant la surface spécifique (S_{por}), par la surface spécifique par volume de grain. On obtient alors la relation de Kozeny-Carman (KC) avec pour expression :

$$k = \frac{\Phi^3}{2S_{gr}^2(1-\Phi)^2}, \quad (13)$$

avec

$$S_{gr} = S_{por} \frac{\Phi}{1-\Phi}. \quad (14)$$

Carman (1937) introduit un autre paramètre, à savoir la tortuosité géométrique ou hydraulique (T_h). C'est le ratio entre la longueur réelle parcourue par le fluide et la longueur rectiligne. Avec ce nouveau paramètre, la relation de Kozeny-Carman devient alors :

$$k = \frac{\Phi R^2}{8T_h}. \quad (15)$$

De façon générale, cette relation prend la forme suivante :

$$k = \frac{1}{A_1 T_h^2} \times \frac{\Phi}{S_{Por}^2}, \quad (16)$$

où A_1 est une constante qui tient compte de la forme des pores et le produit $A_1 T_h^2$ correspond à la constante de Kozeny (Schön, 2015).

La relation de Kozeny-Carman est valide pour les tubes de forme circulaire avec un rayon constant ce qui est une grande simplification de l'espace poral. Cependant, elle permet d'avoir une première estimation et un ordre de grandeur de la perméabilité. Elle permet aussi de voir dans certains cas que le rayon (ou diamètre) des tubes (pores) a plus d'influence sur la perméabilité que la porosité (Zinszner & Pellerin, 2007).

Plusieurs modèles similaires au modèle de Kozeny-Carman ont été proposés pour adapter une géométrie particulière ou adapter l'aspect fractal des pores (Pape et al., 1987; Bernabé et al., 2011; Müller-Huber et al., 2015). Parmi ces modèles, il y a le modèle de canal ou encore le modèle PWB (Bernabé et al., 2011), développé indépendamment par Paterson (1983) et Walsh & Brace (1984). Ce modèle considère qu'à l'échelle microscopique l'espace poral peut être remplacé par un seul canal qui devrait être représentatif en termes de géométrie et de propriétés réservoirs. En définissant un rayon hydraulique équivalent R_h , la perméabilité a pour expression :

$$k = \frac{CR_h^2\Phi}{T_h^2}, \quad (17)$$

où C est un paramètre de forme qui est égale à 1/8 pour des tubes cylindriques et 1/12 pour des fractures, on retrouve alors les équations 9 et 10 précédentes.

2.3.2 Modèles de perméabilités avec distribution des tailles de pores

Le porosimètre à mercure ou méthode MICP (mercury injection and capillary pressure) permet d'avoir accès à plusieurs propriétés du milieu poreux dont la taille ou la distribution de tailles (rayon) des pores (Webb, 2001). Les équations 9 et 17 ont montré que le rayon des pores a souvent plus d'influence sur la perméabilité que la porosité. Ce rayon de pores peut avoir plusieurs interprétations et donc diverses estimations. Ainsi, bon nombre d'auteurs proposent d'utiliser la courbe de pression capillaire en fonction de la saturation de mercure afin de mieux estimer ce rayon des pores (Figure 6).

L'un des premiers à utiliser les données du porosimètre à mercure fut Purcell (1949) qui propose alors de modéliser l'espace poral comme un ensemble de tubes capillaires de rayons variables. Les rayons sont obtenus en intégrant la courbe de distribution de tailles de pores obtenue par injection de mercure. Ainsi tous les pores contribuent au calcul de la perméabilité qui est donnée par l'expression suivante (Zinszner & Pellerin, 2007) :

$$k = 1.25 \int R^2 \Phi_{(R)}. \quad (18)$$

Swanson (1981) à son tour propose de n'utiliser que les rayons de pores à l'apex de la saturation (lorsque la saturation en mercure atteint son maximum) pour estimer la perméabilité. Il obtient des résultats satisfaisants, cependant, il ne considère que des échantillons plutôt homogènes qui ne présentent pas de porosité multimodale.

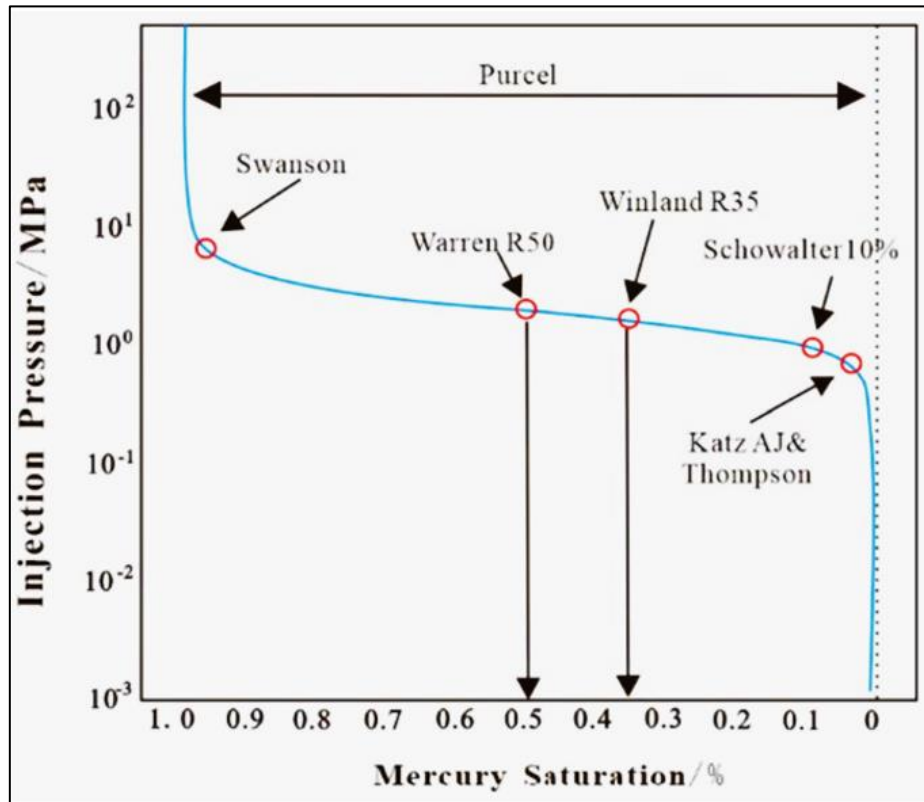


Figure 6. Définitions des principaux rayons de pores à partir de la courbe de pression capillaire en fonction de la saturation de mercure proposés dans la littérature, d'après Miaomiao et al. (2022).

Winland estime que seuls les rayons (R_{35}) obtenus à 35% de saturation de mercure donnent la meilleure estimation de la perméabilité. A partir d'une calibration sur plusieurs échantillons de grès et de carbonates, Winland propose l'équation empirique suivante très largement utilisé :

$$\text{Log}R_{35} = 0.723 + 0.588 \text{Log} k_{air} - 0.864 \text{Log}\Phi, \quad (19)$$

où k_{air} est la perméabilité mesurée à l'air non corrigée. Il convient de noter que les travaux de Winland ont été rapportés par Kolodzie (1980).

Pittman (1992) étend le modèle de Winland avec une série de régression linéaire sur la base d'échantillons de grès. Il considère alors que les rayons (R_{25}) correspondant au 25^{ème} percentile de saturation donnent la meilleure estimation. Il en déduit l'expression suivante :

$$\text{Log} k_{air} = -1.221 + 1.415 \text{Log}\Phi + 1.512 \text{Log}R_{25}, \quad (20)$$

Sur la Figure 6, on voit que d'autres auteurs ont défini des rayons de pores correspondant à différentes saturations, notamment le modèle de Katz et Thompson (présenté au chapitre 4 sur les propriétés électriques) qui définit plutôt une longueur caractéristique. Toutes ces études montrent d'une part, le rôle que jouent les échantillons de calibration, et d'autre part, la difficulté de définir un modèle unique. En effet, des récents travaux (Jaya et al., 2005; Rezaee et al., 2006; Miaomiao et al., 2022) basés sur des méthodes de régression ou de réseaux de neurones, réalisés sur des échantillons de carbonate, montrent que les rayons R_{15} , R_{50} et R_{20} donnent de meilleures estimations de la perméabilité. L'étude de Jaya et al. (2005) a été menée sur 315 échantillons dont 42 sont des carbonates avec une grande diversité de faciès. Leur perméabilité varie de 0,166 à 524,80 mD et la porosité de 1,14 à 35,22%. Rezaee et al. (2006) ont travaillé avec 144 échantillons de carbonates comprenant des mudstones, des wackestones, des packstones, des grainstones et des dolostones. La porosité varie de 0,5 à 35% et la perméabilité varie de 0,006 à 414 mD, suivie d'une grande variation des diamètres de pores. Enfin, l'étude de Miaomiao et al. (2022) couvre tout le spectre de type de porosité des carbonates avec 417 échantillons, avec une porosité qui varie de 2 à 34% et une perméabilité qui varie entre 0,001 et 3010 mD.

En somme, l'utilisation de la courbe de distribution de diamètre de pores permet d'apporter une plus grande précision aux modèles de perméabilité-porosité notamment dans les carbonates où le contrôle sédimentaire et diagenétique est très important. Cependant, la partie de la courbe à utiliser reste fortement dépendante de chaque réservoir étudié.

2.3.3 Exemple de relation perméabilité-porosité dans les roches sédimentaires

Dans la plupart des réservoirs, il existe une relation complexe entre la perméabilité et la porosité du fait de l'influence de plusieurs paramètres, comme on l'a montré avec les modèles précédents. Cette relation peut se simplifier et devenir linéaire dans les formations homogènes (sans fraction argileuse), comme pour certains réservoirs silicoclastiques (Figure 7). Dans ces réservoirs, la perméabilité augmente généralement avec la porosité et une simple régression linéaire permet de relier les deux propriétés.

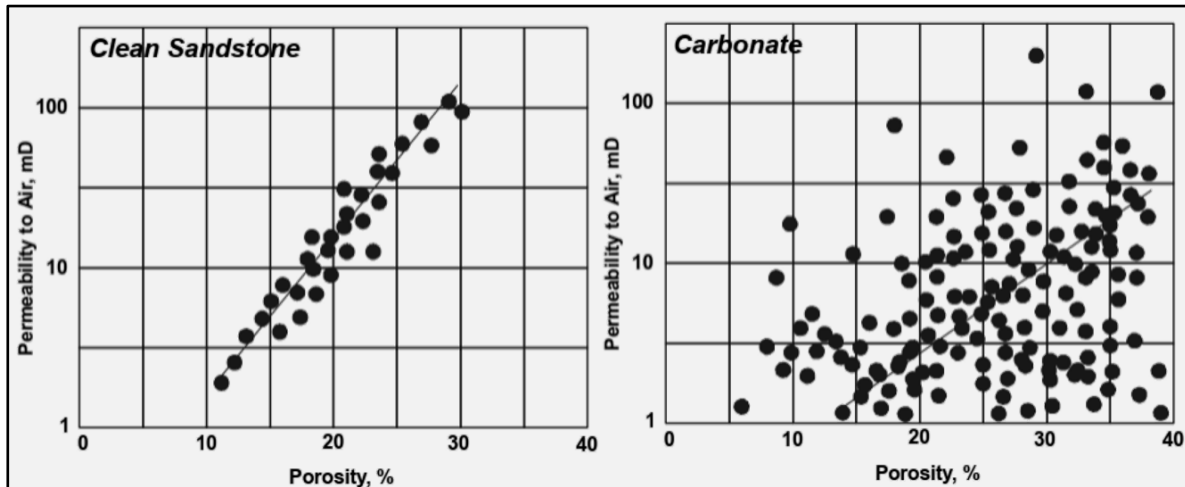


Figure 7. Exemple de relations perméabilité-porosité dans les principaux types de roches sédimentaires.

Dans ces types de réservoirs, la porosité peut être liée à la taille des grains, qui à son tour permet de prédire la perméabilité (Figure 8). Berg (1970) fut l'un des premiers à proposer un tel modèle reliant perméabilité, porosité et taille de grains. Il considère que la perméabilité est linéairement liée au diamètre médian de la taille des grains (d_{Berg}). La relation suivante est déduite :

$$k = 0.084d_{Berg}^2\Phi^{5.1}. \quad (21)$$

Des travaux ultérieurs, dont celui de Bloch (1991) et Nelson (1994) confirment la prédiction de Berg (1970) et le rôle joué par la granulométrie. Même si Nelson (1994) considère que la relation de Berg (1970) est plutôt adaptée aux réservoirs non consolidés. Nelson (2005) propose par la suite une relation générique pour estimer la perméabilité en fonction de la porosité et de la taille des grains :

$$k = c_N d_N^2 \Phi^{a_N} \quad (22)$$

où c_N est une constante empirique qui dépend de la granulométrie, d_N est le diamètre moyen des grains et a_N est un exposant empirique. On voit que dans les deux modèles, la taille de grains utilisée n'est pas la même, ce qui peut avoir une importance sur l'estimation de la perméabilité.

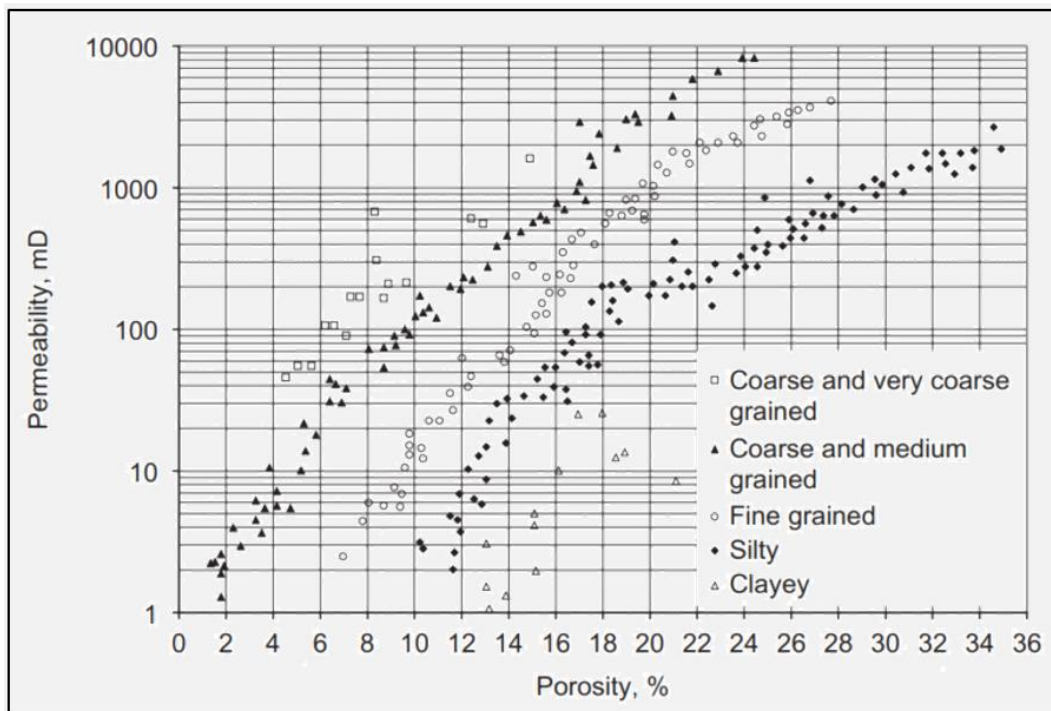


Figure 8. Relation perméabilité-porosité dans un réservoir silicoclastique montrant l'influence de la taille des grains, d'après Tiab & Donaldson (2015).

Enfin, dans les carbonates, le contrôle de la porosité est plus discutable et d'autres facteurs comme le faciès/la texture et la distribution de tailles des pores ont une plus grande influence (Figure 7). Dans la littérature, on dénombre plusieurs études sur les réservoirs carbonatés qui proposent des modèles de perméabilité-porosité, basés sur des régressions linéaires (Chilingarian et al., 1990; Lucia, 1995; Babadagli & Al-Salmi, 2004; Ehrenberg et al., 2006; Dou et al., 2011; Ling et al., 2014; El Husseiny & Vanorio, 2017; Bohnsack et al., 2020). Toutes ces études sont arrivées à la conclusion selon laquelle il est très difficile de relier la porosité à la perméabilité en ne prenant en compte que ces deux paramètres. Ils montrent la nécessité d'utiliser d'autres paramètres discriminants. Ils montrent, par exemple, l'importance de prendre en compte des paramètres lithologiques tels que la texture ou le faciès et qu'une classification préalable permettait d'améliorer drastiquement les modèles perméabilité-porosité (Figure 9).

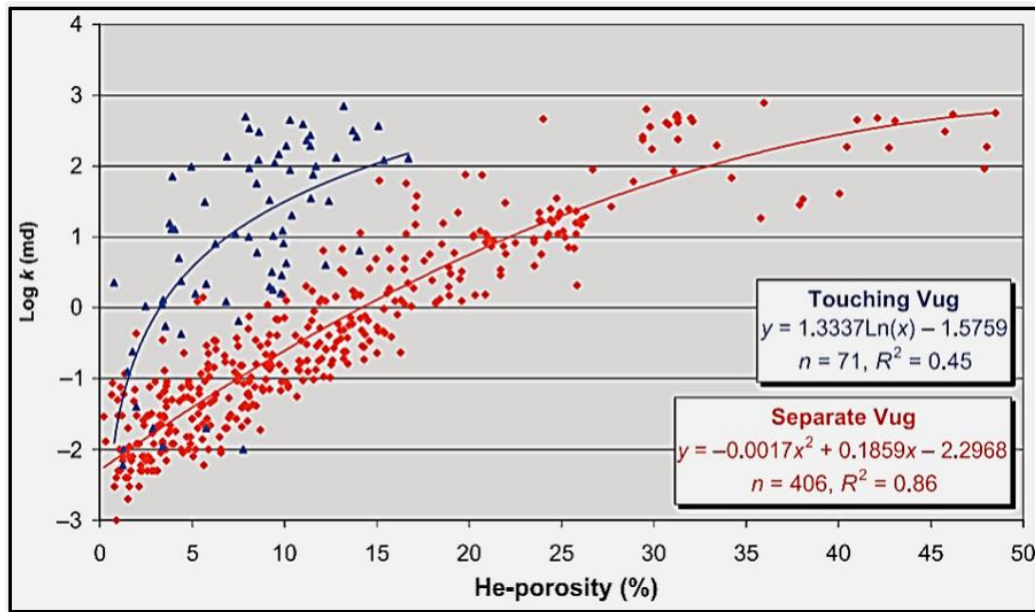


Figure 9. Relation perméabilité-porosité dans un réservoir carbonaté avec l'influence du type de pores, d'après Lønøy (2006).

En effet, Lucia (1983, 2007) montre que les carbonates sans macropores se comportent principalement comme des réservoirs silicoclastiques et donc la taille des pores peut être utilisée comme paramètre secondaire. Sur la base de ces travaux, Jennings & Lucia (2003) proposent un modèle systématique pour les carbonates possédant une porosité interparticulaire en les subdivisant en trois classes (Figure 10) correspondant aux différentes classes de la classification de Lucia (1995). La relation a pour expression :

$$k = e^{a_1(\alpha)} \Phi^{a_2(\alpha)} \quad (23)$$

avec $a_1(\alpha)$ et $a_2(\alpha)$ des paramètres qui dépendent de la classe pétrographique α . Ils sont calculés à partir des équations suivantes :

$$a_1(\alpha) = 22.56 - 12.08 \ln(\alpha) \quad (24)$$

$$a_2(\alpha) = 8.671 - 3.603 \ln(\alpha) \quad (25)$$

La classe pétrographique varie entre 0,5 et 4. Pour la classe 1 (grainstones et dolograins) α varie de 0,5 à 1,5 ; pour la classe 2 (packstone et dolostones), α varie de 1,5 à 2,5 et pour la classe 3 (mudstone), α varie entre 2,5 et 4.

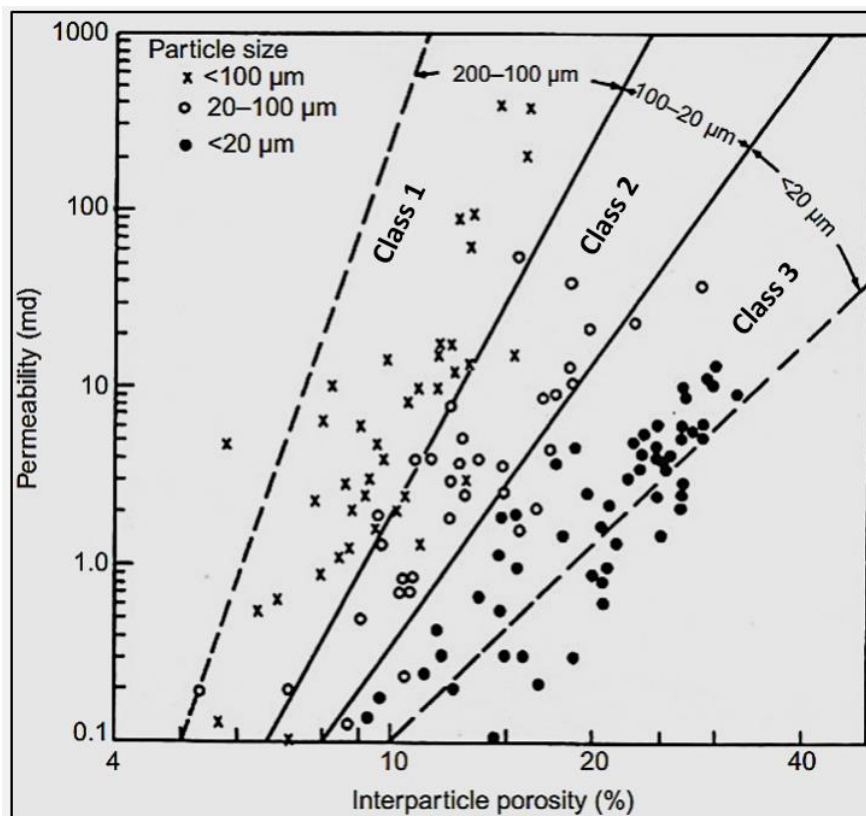


Figure 10. Relation perméabilité-porosité définie à partir la classification de la porosité de Lucia (1995), d'après Jennings et Lucia (2003).

Un point clé à retenir de ce chapitre est l'importance de définir l'échelle de mesure et d'étudier un échantillon incluant un VER en pétrophysique, cette science permettant de lier les propriétés réservoirs aux propriétés physiques. Les principales propriétés réservoirs qui nous intéressent pour caractériser les écoulements sont la porosité et la perméabilité. Et nous avons abordé la relation perméabilité-porosité et les paramètres qui contrôlent cette relation, notamment pour les carbonates qui présentent une complexité microstructurale importante. Ainsi, en fonction des mesures présentées plus bas, certaines de ces relations seront considérées et discutées en fonction de leur capacité à bien prédire les propriétés réservoirs de nos roches.

Maintenant que le côté propriétés réservoirs de la pétrophysique a été vu, passons au côté propriétés physiques. En effet, afin de caractériser ces propriétés réservoirs par des mesures réalisables à plus grande échelle, les deux chapitres suivants porteront sur les propriétés géophysiques choisies, à savoir acoustique et électrique, et leur relation avec les propriétés réservoirs.

CHAPITRE 3 : PROPRIETES ACOUSTIQUES

3.1 Élasticité et propagations des ondes acoustiques

Le comportement élastique d'un matériau est régi par la loi de Hooke qui stipule que la déformation subie par un matériau élastique est proportionnelle à la contrainte appliquée. Le coefficient de proportionnalité correspond aux modules d'élasticité ou constantes d'élasticité. Chaque module élastique est défini suivant la direction et l'état de contrainte appliquée (Mavko et al., 2009). Lorsqu'un milieu élastique se déforme sous l'effet d'une contrainte ou suite à une impulsion, cette déformation se propage sous forme d'ondes élastiques. On distingue les ondes de surface (qui se propagent le long des limites/interfaces entre volumes) et les ondes de volume (qui se propagent à travers un volume/corps). Afin d'exploiter les propriétés de volume, on s'intéressera exclusivement aux ondes de volume. Suivant la direction de propagation et la direction des particules en mouvement, ces ondes se répartissent en deux groupes : les ondes de compression/longitudinales ou ondes primaires, appelées ondes P, et les ondes de cisaillement/transversales ou ondes secondaires, appelées ondes S.

La vitesse de propagation d'une onde volumique dans un milieu élastique et isotrope peut être exprimée en fonction des modules élastiques appropriés et de la masse volumique, ρ_b . Ainsi on décrit la vitesse des ondes P (V_P) et des ondes S (V_S) suivant les expressions :

$$V_P = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}G}{\rho_b}}, \quad (26)$$

$$V_S = \sqrt{\frac{G}{\rho_b}}. \quad (27)$$

où K est le module de rigidité (défini comme le ratio entre la contrainte hydrostatique et la déformation volumique) et G est le module de cisaillement (défini comme le ratio entre la contrainte de cisaillement et la déformation cisailante).

Les vitesses acoustiques sont des propriétés intrinsèques d'un matériau donné et sont dépendantes des constituants de ce dernier. Dans les roches, elles sont influencées par la porosité, le type de pores, la minéralogie et le fluide (ou les fluides) présent dans les pores. Le Tableau 1 donne quelques valeurs usuelles de différents modules et vitesses acoustiques des minéraux et fluides généralement rencontrés dans les roches.

Tableau 1. Propriétés acoustiques des constituants d'une roche. Les valeurs pour les minéraux sont issues de Mavko et al. (2009) et celles des fluides (qui dépendent de la température) sont issues de Schön (2015).

	K (GPa)	G (GPa)	V_P (m/s)	V_S (m/s)	ρ_b (kg/m ³)
Quartz	38	45	6060	4150	2650
Calcite	71	30	6440	3440	2710
Dolomite	94.9	45	7340	3960	2870
Kaolinite	1.5	1.4	1440	930	1580
Eau	2-4		1497		100-500
Air	0.01-0.4		263		900-1200

3.2 Relation entre vitesses acoustiques, porosité, type et taille de pores

Les propriétés acoustiques sont fréquemment utilisées pour la caractérisation des réservoirs compte tenu de leur relation directe avec les propriétés réservoirs, notamment la porosité (Bourbié et al., 1992). En effet, cette dernière est considérée comme le premier facteur de contrôle des vitesses acoustiques et ceci a été démontré à travers de nombreuses études (Palaz & Marfurt, 1997; Mavko et al., 2009; Schön, 2015). L'un des premiers à proposer une relation simple entre vitesse et porosité fut Wyllie et al. (1956). Sur la base des mesures de logs, ils dérivent une relation qui considère que le temps de transit (inverse de la vitesse) d'une onde dans une roche est la somme des temps de transits de chaque constituant :

$$\frac{1}{V_P} = \frac{\Phi}{V_{Pf}} + \frac{1 - \Phi}{V_{Pm}}, \quad (28)$$

où V_{Pf} et V_{Pm} sont respectivement les vitesses des ondes P du fluide et de la matrice (minéral). Aussi appelé Wyllie time-average (WTA), le modèle WTA est un modèle heuristique qui ne peut pas être démontré théoriquement, il est donc souvent considéré comme empirique (Mavko et al., 2009). Raymer et al. (1980) modifient le modèle WTA pour l'adapter aux roches à porosité faible avec l'expression suivante :

$$V_P = (1 - \Phi)^2 V_{Pm} + \Phi V_{Pf}. \quad (29)$$

Les deux modèles considèrent une roche monominérale, complètement saturée et à pression effective élevée. Bien qu'ils offrent très souvent une idée générale de la tendance vitesse-porosité, ces modèles se limitent souvent à des systèmes homogènes avec un simple système de porosité.

Pour les roches sédimentaires non consolidées, ou contenant de l'argile, du gaz ou des cavités et fractures des modèles empiriques mieux adaptés sont disponibles. Par exemple, pour les silicoclastiques, on peut citer les modèles de Castagna et al. (1985), Han et al. (1986) ou Vernik & Nur (1992) développés pour des grès (avec ou sans argiles) avec une grande variété de porosité. Même si la tâche s'avère plus compliquée pour les carbonates, on dénombre plusieurs modèles empiriques reliant vitesses et porosités, majoritairement pour des carbonates marins (Rafavich et al., 1984; Wang et al., 1991a; Anselmetti & Eberli, 1993; Assefa et al., 2003; Baechle et al., 2008; Fournier et al., 2011; Regnet et al., 2019).

Dans les carbonates, au-delà de la porosité, les vitesses sont aussi affectées par le type et la forme des pores. En effet, les travaux de Anselmetti & Eberli (1993) et les études associées (Anselmetti et al., 1998; Eberli et al., 2003; Baechle et al., 2008; Weger et al., 2009) ont montré le rôle joué par la structure des pores dans la variation des vitesses acoustiques pour une même porosité donnée dans les réservoirs carbonatés.

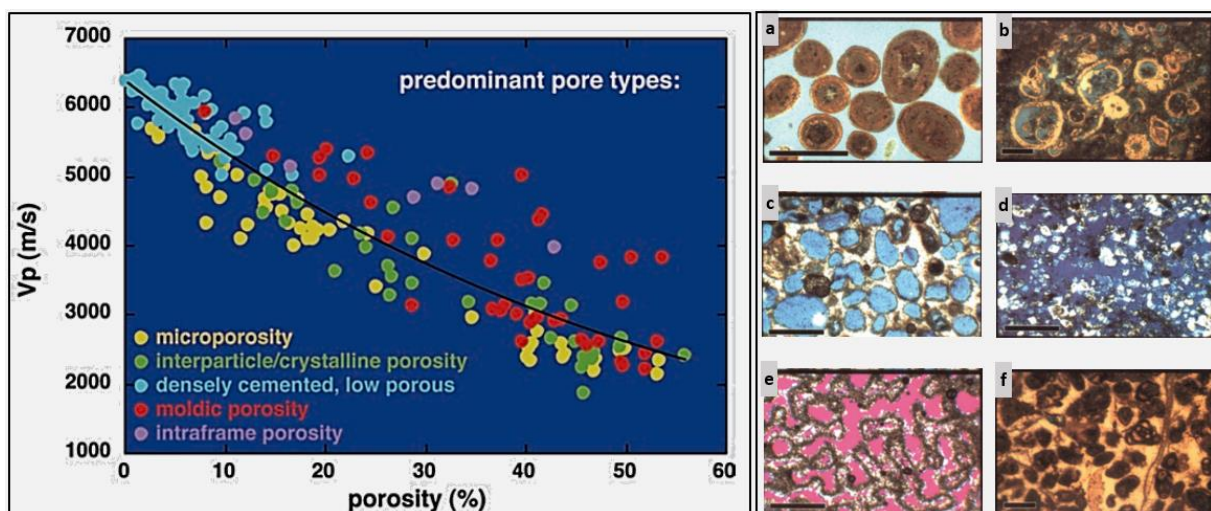


Figure 11. Influence du type de pores sur les variations de vitesses acoustiques dans les carbonates, modifié d'après Anselmetti & Eberli (1993). a,d) porosité interparticulaire et intercristalline. b) microporosité. c) porosité moldique. e) porosité intrasquelettique. f) pore cimenté avec une faible porosité.

En se basant sur une analyse pétrographique, Anselmetti & Eberli (1993) subdivisent leurs échantillons en 5 classes de types de pores prédominants (Figure 11). Chaque classe montre plus ou moins un cluster bien défini. Ainsi, les échantillons à porosité interparticulaire ou intercristalline montrent des vitesses plutôt faibles dues à leur faible rigidité. La même tendance est observée pour les échantillons à microporosité. Les échantillons à porosité moldique,

montrent des vitesses assez élevées, de même que les échantillons à texture bioconstruite (porosité intrasquelettique). Enfin, les échantillons cimentés à faible porosité présentent les vitesses les plus élevées (avoisinant celle de la calcite pure).

En outre, le travail de Anselmetti & Eberli (1993) a permis aussi de montrer comment l'évolution de la porosité et celle de la vitesse est liée à différents processus diagenétiques. En effet, chaque typologie de pores a suivi un parcours qui peut être simple ou compliqué, selon le nombre d'étapes diagenétiques. Ainsi, la relation vitesse-porosité est le résultat combiné entre le type de sédiment initial et les processus diagenétiques. L'ordre et la durée des différents processus diagenétiques contrôlent l'évolution de la porosité et donc de la vitesse.

La diagenèse est un processus important dans les carbonates et doit être prise en compte pour interpréter les données de vitesses. Par la suite plusieurs études se sont intéressées à l'impact de la diagenèse sur la variation de vitesses en se focalisant sur un ou plusieurs processus bien définis (Kenter et al., 1997; Fabricius, 2003; Brigaud et al., 2010; Fournier et al., 2011; Salih et al., 2021). Les études de Bailly et al. (2019) mettent notamment en avant le contrôle des processus diagenétiques tels que le néomorphisme et la dissolution sur les vitesses des ondes P des carbonates de milieu continental.

L'étude de Anselmetti & Eberli (1993) a également montré l'importance des différents types de pores basée sur une analyse pétrographique qui est globalement qualitative. Ainsi, un même type de pore peut présenter plusieurs formes distinctes. Une analyse quantitative permet de caractériser les différents aspects de l'espace poreux, dont la forme des pores (circulaire, allongée, ellipsoïde) ou la distribution de taille de pores par exemple. Dans la continuité de leurs travaux, Anselmetti et al. (1998) proposent une nouvelle méthode de quantification de taille de pores basée sur l'analyse d'images obtenues à partir de microscope optique et microscope électronique à balayage (MEB). Ce travail a ainsi permis de caractériser la microporosité et la macroporosité ainsi que leur forme et leur distribution. Suivant cette même méthode, Weger et al. (2009) définissent plusieurs paramètres de forme afin de discriminer les différents types de pores et ainsi améliorer la relation vitesse-porosité.

Sur plusieurs paramètres de formes définis, seuls quatre ont été identifiés comme pertinents à savoir la taille de pore dominante, le ratio périmètre-aire, le ratio d'aspect (« aspect ratio ») et la circularité. Nous reviendrons plus en détail sur la définition de ces paramètres dans la partie analyse d'image. Ils concluent que la complexité du réseau de pores (déterminée par le ratio périmètre-aire) et la taille de pore dominante sont les paramètres qui influencent le plus les

vitesse acoustique. En effet, les carbonates avec une microporosité dominante et un réseau de pore complexe montrent des vitesses faibles comparés aux carbonates à macropores (présence de cavités de dissolution). Cet effet de la microporosité confirme les travaux de Baechle et al. (2008) qui montrent que les échantillons avec plus de 80% de microporosité ont des vitesses faibles (Figure 12). Similairement, d'autres études (Fournier et al., 2011; Regnet et al., 2015; Janson & Lucia, 2018; Janjuhah et al., 2019) montrent l'influence de la proportion de micropores, tout comme la distribution de cette microporosité sur le contrôle des vitesses acoustiques (Casteleyn et al., 2011). Par ailleurs, dans certains carbonates micritiques, il peut exister une compétition entre l'effet de la microporosité et celui des cristaux micritiques. Cette compétition dépend du mécanisme mis en jeu (réduction ou création de porosité) au cours de l'évolution diagenétique de la roche (Deville de Periere et al., 2011; El Husseiny & Vanorio, 2015; Regnet et al., 2015).

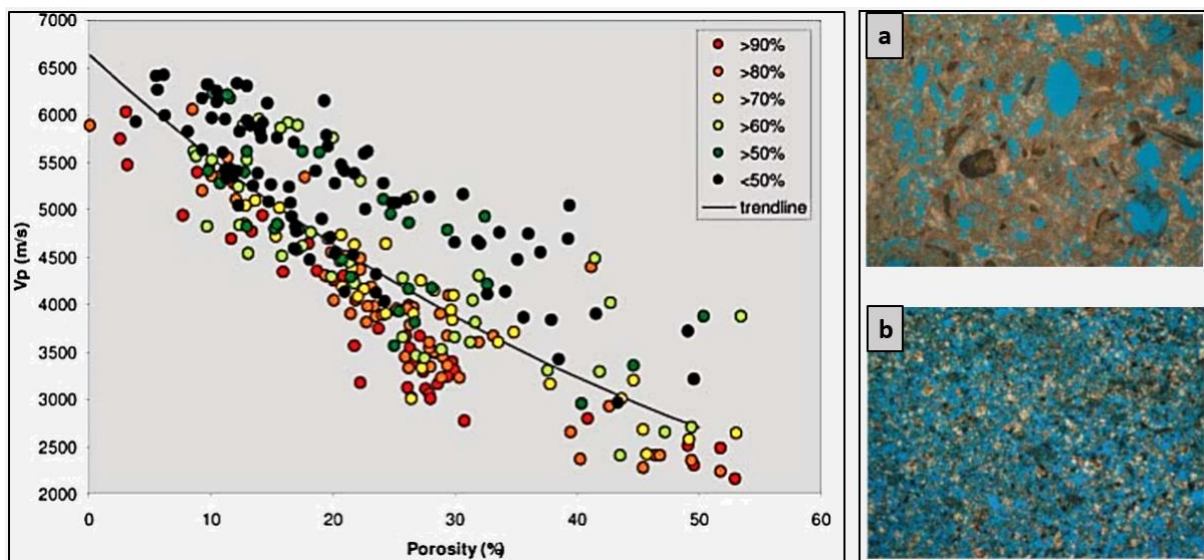


Figure 12. Influence de la proportion de micropores sur les vitesses acoustiques dans les carbonates, modifié d'après Baechle et al. (2008). a) dolomite dominée par des pores de type vuggy qui montre une vitesse élevée (4550 m/s). b) dolomite dominée par une microporosité intercrystalline montre une vitesse faible (2700 m/s).

En somme, les vitesses des ondes P et S sont principalement contrôlées par la porosité qui définit la tendance générale. On observe cependant, des variations vis-à-vis de cette tendance liée à la complexité et la géométrie de l'espace poral.

3.3 Relation entre vitesses acoustiques, minéralogie et masse volumique

De manière générale, l'influence de la minéralogie sur les vitesses s'exprime à travers la vitesse de la matrice (Tableau 1) qui correspond à la vitesse d'une roche monominérale sans porosité. Pour les roches polyminérales, une approximation basée sur la loi de mélange permet d'obtenir la vitesse globale de la matrice qui est ensuite utilisée dans un modèle empirique par exemple. On voit alors que l'influence de la minéralogie dépend de la composition minéralogique de la roche. Dans les roches silicoclastiques où il y a une large variété de minéraux, la minéralogie a donc une forte influence sur les vitesses (Schön, 2015) tandis qu'elle est moindre dans les carbonates (Palaz & Marfurt, 1997). Néanmoins, elle doit être considérée pour des systèmes mixtes carbonates-silicoclastiques (Kenter et al., 1997; Fournier & Borgomano, 2009).

Un bon indicateur de lithologie ou de minéralogie sont les relations entre V_P et V_S ou le ratio V_P/V_S et la porosité (Mavko et al., 2009). En effet, pour une roche monominérale, ces relations doivent suivre la tendance du minéral qui constitue la roche (Castagna & Backus, 1993). Pour une porosité qui tend vers 0, V_P et V_S approximent la vitesse du minéral pur et pour une porosité qui tend vers 1, V_S va tendre vers 0. Ainsi, disposer à la fois de V_P et V_S peut être un bon moyen de discrimination lithologique. Cependant, V_S n'est pas toujours disponible notamment sur le terrain où son acquisition est souvent très coûteuse. Donc, le plus souvent, V_S est estimée à partir de V_P à travers des relations empiriques (Mavko et al., 2009). Pour les carbonates, les relations empiriques de Pickett (1963) et Greenberg & Castagna (1992) peuvent être utilisées :

$$V_S = \frac{V_P}{1.9}, \quad (30)$$

$$V_S = -0.055V_P^2 + 1.017V_P - 1.031. \quad (31)$$

D'un autre côté, en se basant sur la définition des vitesses acoustiques (équations 26 et 27), on peut logiquement espérer une relation entre vitesses acoustiques et masse volumique. Cette relation devrait se traduire par une diminution des vitesses lorsque la masse volumique augmente. Cependant, ce n'est pas tout à fait le cas. En effet, l'augmentation de la masse volumique s'accompagne aussi d'une augmentation de la rigidité, ce qui entraîne une augmentation des modules élastiques. Etant donné que les modules élastiques croissent plus vite, il en résulte une augmentation des vitesses avec la masse volumique. Cette relation peut être interprétée aussi vis-à-vis de la porosité. En effet, une roche saturée avec une masse

volumique faible peut être interprétée comme une roche ayant une porosité élevée (ou vice versa) suivant la relation :

$$\rho_b = (1 - \Phi)\rho_{bm} + \Phi\rho_{bf}, \quad (32)$$

où ρ_{bm} et ρ_{bf} sont respectivement les masses volumiques de la matrice (minéral) et du fluide.

Tout comme pour l'estimation de V_s , des relations empiriques permettent de relier les vitesses à la masse volumique, parmi lesquelles, la relation de Gardner et al. (1974), de Castagna et Backus (1993) ou encore celle de Anselmetti & Eberli (1993) qui ont été calibrées sur des carbonates :

$$\rho_b = 1.741V_p^{0.25}, \quad (33)$$

$$\rho_b = -0.0296V_p^2 + 0.461V_p + 0.963, \quad (34)$$

$$V_p = 524\rho_b^{2.58} \quad (35)$$

En somme, les relations vitesse-masse volumique et masse volumique-porosité sont dépendantes de la complexité et de la géométrie du réseau de pores, de la composition minéralogique d'une part et surtout du fluide et de l'état de saturation qui peuvent entraîner une grande variation de vitesses d'autre part.

3.4 Effet du fluide et de l'état de saturation sur les vitesses acoustiques

Les fluides présents dans un matériau ont une influence sur les propriétés élastiques de celui-ci. Cette influence dépend à la fois des propriétés intrinsèques du matériau, de la nature du fluide (ou des fluides) et même de la fréquence (voir section 3.5). Sur le plan théorique, des modèles de poroélasticité permettent de décrire ces phénomènes (Gassmann, 1951; Biot, 1956a, 1956b; Mavko et al., 2009). Une relation très couramment utilisée pour la substitution de fluide est celle de Gassman (1951). Elle permet d'estimer les propriétés élastiques d'un matériau saturé par un premier fluide à partir de celles de la roche saturée par un second fluide. Par exemple, la relation permet de prédire les vitesses d'une roche saturée (en eau) à partir de celles d'une roche sèche (ou saturée en gaz). La relation de Gassman (1951) a pour expression :

$$\frac{K_{sat}}{K_0 - K_{sat}} = \frac{K_{sec}}{K_0 - K_{sec}} + \frac{K_f}{\Phi(K_0 - K_f)}, \quad (36)$$

$$G_{sat} = G_{sec}, \quad (37)$$

où K_{sec} est le module de rigidité du matériau sec, K_{sat} est le module de rigidité du matériau saturé avec un fluide de module K_f et composé de minéraux de module K_0 . G_{sat} et G_{sec} sont les modules de cisaillement saturé et sec, respectivement. Alternativement la relation de Gassman peut s'écrire sous plusieurs formes (Mavko et al., 2009) mais la plus populaire est celle de Biot-Gassman exprimée en fonction du coefficient de Biot β :

$$K_{sat} = K_{sec} + \beta^2 N, \quad (38)$$

avec

$$\beta = 1 - \frac{K_{sec}}{K_0}, \quad (39)$$

$$\frac{1}{N} = \frac{\Phi}{K_f} + \frac{\beta - \Phi}{K_0}. \quad (40)$$

Cette relation théorise ainsi l'effet d'une pression de pore induite par la compression due au passage d'une onde dans un matériau saturé. La relation de Gassman est basée sur plusieurs approximations majeures. Notamment que le matériau doit être macroscopiquement homogène et isotrope c'est-à-dire que la longueur d'onde (défini plus bas) doit être supérieure à la taille des hétérogénéités (grains, pores).

En termes de régime d'écoulement, la relation de Gassman assume que le système solide-fluide soit hydrauliquement fermé ou non drainé (undrained) de tel sort qu'il n'y ait pas de variation de fluide durant le passage de l'onde. Inversement, le système peut être aussi hydrauliquement ouvert ou drainé (drained), ce qui correspond au cas où le fluide peut circuler librement dans ou en dehors du système. Le module de rigidité sec correspond à ce dernier cas. Cependant, il peut aussi correspondre à une expérience hydrauliquement fermée dans lequel le fluide saturant n'a pas de module de rigidité comme par exemple un échantillon saturé en air (Mavko et al., 2009). Enfin, une approximation importante concerne la variation de pression de pore induite qui doit être constante. Cette hypothèse est valide dans le cas où il y a suffisamment de temps pour que le fluide (qui doit être non visqueux et ne doit pas interagir avec le solide) s'écoule et élimine la pression induite par le passage des ondes (Wang, 1997). Selon Mavko et al. (2009) cette approximation est uniquement valide à faible fréquence (<100 Hz). Par conséquent, la relation de Gassman tend à sous-estimer les propriétés acoustiques à haute fréquence. En effet, cette tendance a été observée par Wang (1997) sur des échantillons de carbonates qui montrent une différence avec les vitesses expérimentales pouvant atteindre 23%.

Cependant, même si des études expérimentales montrent la limite de cette relation (Wang, 1997; Baechle et al., 2009; Fabricius et al., 2010; Adelinet et al., 2010), ils confirment par ailleurs la théorie de Biot-Gassman. En effet, la saturation en eau conduit de manière générale à une augmentation des vitesses V_P et une diminution des vitesses V_S dans les silicoclastiques (Domenico, 1976; Lebedev et al., 2009) tout comme dans les carbonates (Cadoret et al., 1995; Wang, 1997; Assefa et al., 2003).

Cette saturation en eau a tendance à augmenter la pression effective en augmentant la pression des pores, ce qui a pour conséquence d'accroître la rigidité de la roche et donc d'augmenter le module de rigidité. Il en est de même pour la masse volumique qui s'accroît avec la saturation en eau. Il s'en suit alors une compétition entre l'effet du module de rigidité et l'effet de la masse volumique. L'effet de rigidité est généralement supérieur.

Concernant les vitesses V_S , comme le changement de fluide n'a aucun effet (théoriquement) sur le module de cisaillement de la roche, seul l'effet de la densité est observé. Cependant, des études ont montré que la tendance générale observée pour les deux types de vitesses peut être complexifiée par la saturation (proportion et distribution), la texture de la roche, la structure porale et la fréquence. Ceci est d'autant plus vrai dans les carbonates (Wang, 1997). En effet, différents phénomènes liés à la saturation en eau ont été observés sur des échantillons de carbonates par Cadoret et al. (1995). Des mesures de vitesses ont été réalisées sur des échantillons de carbonates homogènes (entre 20 et 40% de porosité) suivant 3 fréquences différentes (1, 50 et 500 kHz) en variant la saturation de l'eau. Leurs résultats montrent qu'à toutes les fréquences, une compétition est observée entre l'effet de rigidité, plus prépondérant pour des saturations élevées (> 80%), et l'effet de ramollissement, plus dominant à basse saturation (Figure 13a). Pour une saturation donnée, les vitesses V_P augmentent avec la fréquence. Ils montrent aussi que la technique de saturation a une influence sur les vitesses V_P obtenues. Ainsi, une saturation par imbibition ou par drainage ne donnera pas le même résultat (Wang, 1997). Ces résultats sont aussi confirmés par une étude récente sur des carbonates partiellement saturés (Sun et al., 2022). Enfin, Cadoret et al. (1995) observent également un écart entre les vitesses V_P expérimentales et celles prédites avec la relation de Biot-Gassman, ils attribuent cet écart aux phénomènes de « path dispersion » liée à la longueur d'onde d'une part et aux mécanismes de dispersion de vitesses d'autre part.

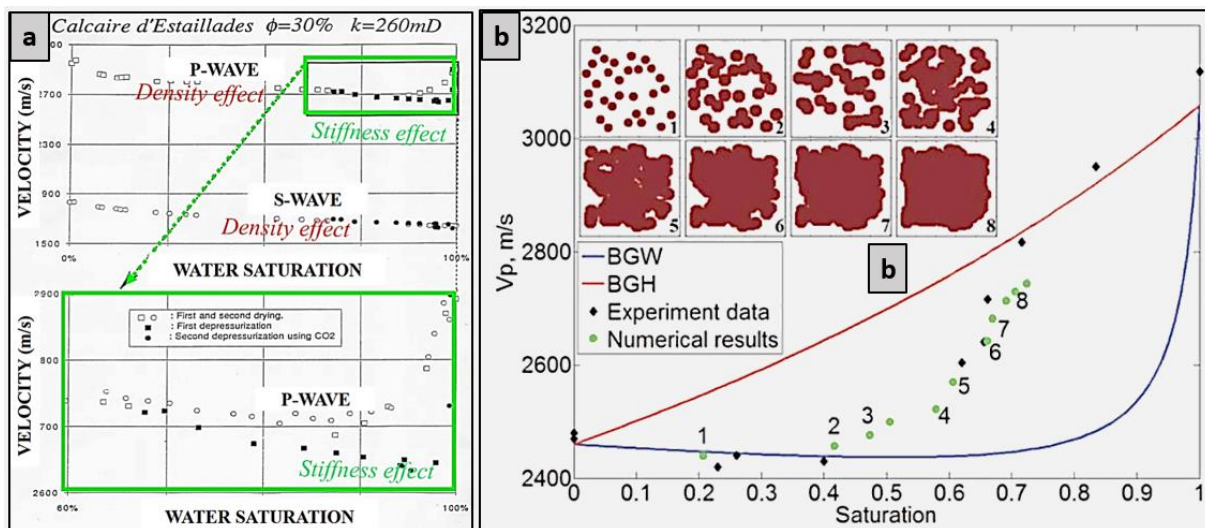


Figure 13. Corrélation entre vitesses acoustiques et saturation en eau. a) réservoir carbonaté, d'après Cadoret et al. (1995). b) réservoir silicoclastique, d'après Lebedev et al. (2009).

La variation des vitesses V_S est uniquement attribuée à la masse volumique, ce qui confirme la théorie de la non-dépendance du module de cisaillement à la saturation en eau. Cependant, des études expérimentales ont montré que le module de cisaillement variait avec la saturation en eau (Assefa et al., 2003; Verwer et al., 2008; Baechle et al., 2009; Fabricius et al., 2010). Notamment, Verwer et al. (2008) qui ont observé sur des carbonates une variation du module de cisaillement en fonction de la saturation en eau. En outre, ils lient cette variation à la texture de la roche. Ils trouvent ainsi que les carbonates à texture cristalline et cimentée montrent une diminution du module de cisaillement. Dans le même ordre d'idée, Baechle et al. (2009) observent une variation du module de cisaillement avec la texture. Ils observent que les carbonates à micropores avec une porosité interparticulaire montrent une diminution du module, alors que les carbonates recristallisés montrent plutôt une augmentation. Au-delà de la texture, ils mettent en évidence l'influence de la structure porale sur l'effet de substitution des fluides sur les vitesses. Ainsi, ils considèrent que pour une roche constituée de pores majoritairement circulaires (cavités ou molds), la saturation en eau ne changera pas grandement les vitesses V_P car les pores sont relativement incompressibles. D'un autre côté, une plus grande variation est observée dans les carbonates à pores aplatis (fissures) ou à contact grain-grain qui sont plus compressibles.

3.5 Effet de la fréquence sur les propriétés acoustiques

L'effet de la fréquence sur les propriétés acoustiques peut être regardé suivant le prisme de l'échelle d'investigation, caractérisée par la longueur d'onde, ou suivant le prisme des mécanismes de pression de fluide induite (dispersion de vitesse).

3.5.1 Notion d'échelle

Pour la mesure des vitesses acoustiques, on définit la longueur d'onde λ_l , comme le rapport entre la vitesse et la fréquence. Cette longueur d'onde permet de définir la taille du VER accessible par l'outil de mesure. En fonction de la fréquence utilisée et donc de la longueur d'onde induite, trois échelles d'investigation peuvent être définies. Chaque échelle d'investigation correspond à une technique d'exploration donnée. Nous avons ainsi le domaine sismique (<100 Hz), le domaine sonore (1-50 kHz) et le domaine ultrasonique (100-2500 kHz). La Figure 14 montre les différents domaines acoustiques, leur longueur d'onde associée (pour des valeurs de vitesses données) ainsi qu'une correspondance aux différentes échelles d'hétérogénéités.

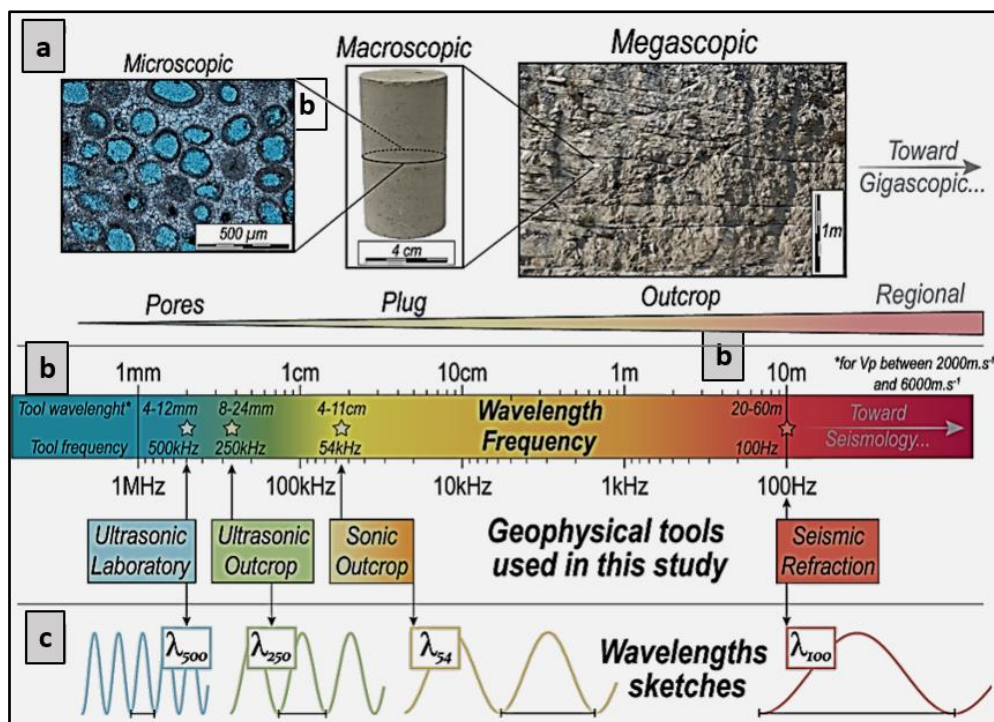


Figure 14. Relations entre l'échelle d'hétérogénéités géologiques (a), la variation de fréquence d'acquisition (b) et la longueur d'onde (c), d'après Bailly et al. (2019).

On peut ainsi voir qu'en faisant évoluer la fréquence, on accède à des échelles d'hétérogénéités différentes, ce qui offre l'occasion d'étudier la problématique de changement d'échelle ou « upscaling », indispensable aux études de caractérisation de réservoir. Cependant, pour chaque domaine investigué, les mécanismes de contrôle des vitesses acoustiques doivent être pris en compte en lien avec la longueur d'onde (Bailly et al., 2019). En effet, pour une bonne représentativité des vitesses acoustiques, la longueur d'onde doit satisfaire des conditions qui sont fonction de la technique d'exploration utilisée.

Dans le domaine sismique (longueur d'onde décimétrique), deux techniques d'investigations sont utilisées à savoir la sismique réflexion et la sismique réfraction. Le principe de ces méthodes repose sur la loi de Snell-Descartes qui régit la propagation d'onde (Sheriff & Geldart, 1995). Cette loi stipule qu'une onde est soit réfléchié soit réfractée au contact d'une interface (ou réflecteur) caractérisé par un contraste d'impédance acoustique (produit entre la masse volumique et la vitesse). En sismique de surface, les hétérogénéités apparaissent donc comme des interfaces qui sont le plus souvent la limite de couche (ou formation), ou l'interface entre fluide, ou des structures géologiques telles que des failles ou fractures (Sheriff & Geldart, 1995). Le pouvoir de résolution est alors défini par rapport à la capacité d'une longueur d'onde à séparer deux interfaces successives, limite de séparabilité, ou à voir une interface, limite de visibilité (Brown, 2011). La limite de séparabilité correspond à une valeur équivalente au quart de la longueur et la limite de visibilité correspond au trentième de la longueur d'onde pour des données avec un bon signal/bruit (Figure 15).

		Age of rocks	VERY YOUNG	YOUNG	MEDIUM	OLD	VERY OLD	
		Depth of target	VERY SHALLOW	SHALLOW	MEDIUM	DEEP	VERY DEEP	
		Formation Velocity (m/s)	1600	2000	3500	5000	6000	
		Predominant Frequency (Hz)	70	50	35	25	20	
		Wavelength (m)	λ	23	40	100	200	300
		LIMIT OF SEPARABILITY	$\frac{\lambda}{4}$	6	10	25	50	75
LIMIT OF VISIBILITY	Poor S/N	e.g. Water sand poor data	$\sim \frac{\lambda}{8}$	3	5	13	25	38
	Moderate S/N	e.g. Water or oil sand fairly good data	$\sim \frac{\lambda}{12}$	2	3	8	17	25
	High S/N	e.g. Gas sand good data	$\sim \frac{\lambda}{20}$	1	2	5	10	15
	Outstanding S/N	e.g. Gas sand excellent data	$\sim \frac{\lambda}{30}$	<1	1	3	7	10
		units are meters						

Figure 15. Valeur de la longueur d'onde pour les limites de résolutions en sismique, modifié d'après Brown (2011).

Ces limites de résolutions sont aussi utilisées pour le domaine sonore étant donné que les diagraphies (mesures de puits/forages) soniques sont basées sur les mêmes techniques. Néanmoins, la longueur d'onde (centimétrique à métrique) induite par une fréquence plus grande permet d'accéder à un autre VER différent de celui de la sismique.

Enfin, le domaine ultrasonique caractérisé par une longueur millimétrique donne accès à un VER encore plus petit. La résolution (longueur d'onde) est alors définie par rapport à la taille de l'échantillon ou par rapport à la taille des hétérogénéités qui composent l'échantillon (taille de pore/grain, matrice). En considérant la taille de l'échantillon comme VER, trois cas de figures peuvent se présenter d'après Zinszner et Pellerin (2007) :

- Si λ_l est largement supérieure à la taille de l'échantillon, la propagation n'est pas sensible aux discontinuités (ou hétérogénéités) microscopiques au sein de l'échantillon. Si le but est de caractériser ces discontinuités, une fréquence plus élevée doit être choisie.
- Si λ_l est de l'ordre de la taille de l'échantillon, mais est supérieure à la taille des hétérogénéités, la mesure de vitesse peut être considérée, dans ce cas, représentative de l'échantillon, Figure 16 (Bailly, 2019).
- Si λ_l est largement inférieure à la taille de l'échantillon et avoisine la taille des hétérogénéités, les phénomènes de diffraction peuvent survenir. Ces phénomènes portent le nom de « path dispersion ». Si λ_l est largement inférieure à la taille des hétérogénéités, l'échelle d'analyse n'est plus dans ce cas, le VER mais une échelle plus petite, une fréquence plus faible doit être utilisée.

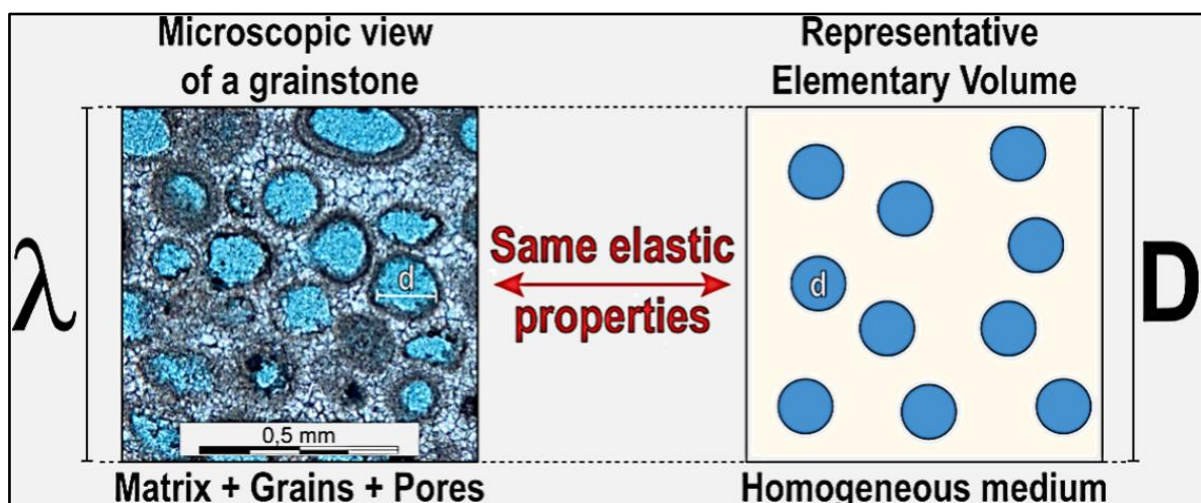


Figure 16. Concept du volume élémentaire représentatif en lien avec la longueur d'onde dans un réservoir de grainstone, d'après Bailly (2019).

En matière de bonne pratique, l'American Society for Testing and Materials (ASTM D2845, 2008) recommande de choisir une longueur d'échantillon supérieure à au moins 5 fois la longueur d'onde qui devrait elle-même être supérieure à 3 fois le diamètre moyen des grains.

Les vitesses obtenues dans le domaine sismique représentent des vitesses de formations. C'est-à-dire une vitesse moyennée sur l'ensemble de la formation traversée par l'onde. Cette vitesse n'est donc pas très sensible aux hétérogénéités microscopiques. Il en résulte donc des vitesses globalement plus faibles comparées aux vitesses soniques ou ultrasoniques. Les vitesses sismiques sont influencées principalement par la présence de fractures à grande échelle, par l'altération (karstification par exemple) ou par la faible compaction en proche surface (Flinchum et al., 2022). Les vitesses soniques, supérieures aux vitesses sismiques représentent plutôt des vitesses d'intervalles qui présentent une grande variabilité verticale tout comme horizontale. Les vitesses soniques peuvent être à la fois sensibles aux structures et aux hétérogénéités microscopiques (dans le cas d'une bonne résolution).

Enfin, le domaine ultrasonique qui présente les valeurs de vitesses les plus élevées avec une différence qui parfois peut être très importante vis-à-vis des vitesses soniques (Harris et al., 1995; Matonti et al., 2015; Flinchum et al., 2022). Les vitesses ultrasoniques peuvent être considérées comme des vitesses instantanées où le contrôle de la porosité et la structure porale est prépondérante comme on l'a évoqué en détail ici. Les vitesses ultrasoniques sont souvent utilisées pour calibrer les vitesses soniques, c'est-à-dire valider les différents modèles empiriques établis sur les données de puits ou tester les modèles établis sur des données de laboratoire. La validité de certains modèles empiriques (équations 29 et 30) quel que soit le jeu de données (ultrasonique ou sonique), explique pourquoi on trouve dans la littérature des études (Anselmetti & Eberli, 1993; Castagna & Backus, 1993; Fournier & Borgomano, 2009; Regnet et al., 2015) où les deux jeux de données sont utilisés sans pour autant prendre en compte la notion du VER (Bailly, 2019). Si cela peut avoir une incidence moindre dans les réservoirs homogènes ou les réservoirs à pression effective élevée, elle est indispensable et doit être prise en compte pour les réservoirs complexes tels que les carbonates continentaux. En effet, dans ces carbonates, les hétérogénéités présentes à toutes les échelles conduisent à différentes tailles de VER (Brown et al., 2000; Ehrenberg, 2007; Nordahl & Ringrose, 2008; Ringrose et al., 2008) qui impactent à la fois les propriétés réservoirs (Corbett, 2009; Vik et al., 2013) et les propriétés acoustiques (Bailly et al., 2019; Flinchum et al., 2022).

Pourtant, il y a très peu d'études qui s'intéressent à l'impact du changement d'échelles sur les propriétés acoustiques suivant les deux ou trois domaines acoustiques (Harris et al., 1995; Matonti et al., 2015; Bailly et al., 2019). Il en existe encore moins dans le domaine des ressources en eaux où les réservoirs sont pourtant peu profonds et très souvent fracturés (Flinchum et al., 2022). Bailly et al. (2019) ont réalisé une étude sur des carbonates continentaux (secs) allant de l'échelle millimétrique à l'échelle décamétrique. Les vitesses V_P ont été obtenues à partir des mesures de sismique réfraction (100 Hz), des mesures soniques (54 kHz) et ultrasoniques (250 et 500 kHz). Leurs résultats montrent une décroissance des vitesses V_P (en considérant le médian des vitesses de chaque domaine acoustique) avec l'upscaling. Ils montrent également une certaine similitude entre les médians des domaines sismiques et soniques. Cependant, il faut noter que les mesures soniques ont été directement réalisées sur l'affleurement. En mettant en relation les vitesses obtenues avec l'évolution du VER associé aux différentes longueurs d'onde de chaque domaine acoustique, ils mettent ainsi en évidence la dépendance des vitesses V_P avec la taille des hétérogénéités (pores, fissures, fractures). En effet, l'impact de la porosité matricielle (qui contrôle les vitesses ultrasoniques) s'estompe au fur et à mesure de l'upscaling au profit des fissures et fractures comme le montre la Figure 17.

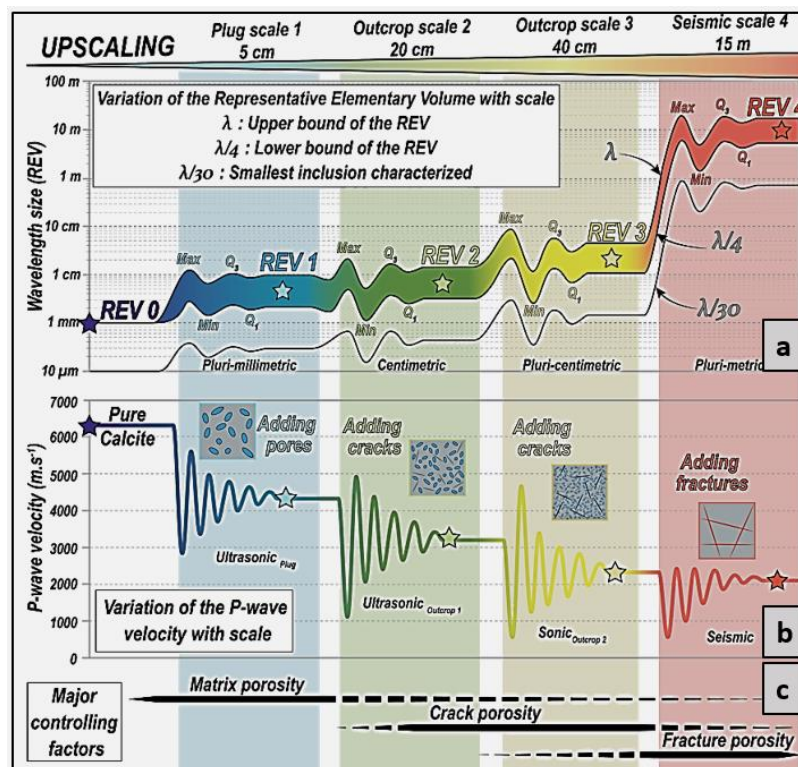


Figure 17. Evolution du volume élémentaire représentatif et du mécanisme de contrôle des vitesses en fonction de la fréquence, d'après Bailly et al. (2019).

De leur côté, en travaillant sur des granites fracturés issus de la zone critique, Flinchum et al. (2022) montrent qu'il existe une grande disparité entre les vitesses sismiques et les vitesses soniques. En effet, les vitesses soniques qui montrent une grande variabilité latérale (une variation de 2000 m/s sur 20 m) sont systématiquement supérieures (d'environ 3000 m/s) aux vitesses sismiques qui montrent moins de variabilité. Cette différence étant due à l'échelle d'investigation (c'est-à-dire à la longueur d'onde). Ainsi, les mesures sismiques (longueur d'onde de 50 m) fournissent des informations sur l'épaisseur de la zone critique (vitesse de formation) mais sont insensibles aux structures à petite échelle (<10 m) contrairement aux vitesses soniques qui ont une longueur d'onde autour de 0,3 m.

3.5.2 Dispersion des vitesses acoustiques

La dispersion des vitesses vis-à-vis de la fréquence a été partiellement abordée avec la relation de Biot-Gassman. En effet, l'hypothèse de Gassmann (1951) selon laquelle il n'y a pas de mouvement induit entre la partie solide et le fluide poral n'est pas valide à haute fréquence où la pression de pore n'a pas le temps de s'équilibrer (Mavko et al., 2009). La dispersion des propriétés élastiques est donc un phénomène imputable à la présence de liquide dans les pores. Deux mécanismes importants de dispersions dus au gradient de pression effective peuvent être définis : le mécanisme de Biot (1956b) ou écoulement global « global flow » et le mécanisme de « squirt flow » ou écoulement local « local flow » (O'Connell & Budiansky, 1977; Dvorkin et al., 1995; Wang, 1997; Mavko et al., 2009). Ces deux mécanismes se produisent à des échelles différentes.

Le mécanisme d'écoulement global considère qu'en milieu saturé ou partiellement saturé, la propagation des ondes à haute fréquence induit un mouvement relatif entre le solide (module élastique élevé) et le fluide (faible module élastique) qui cause la dispersion et l'atténuation de l'onde (Schön, 2015). Ce mécanisme correspond donc à un mouvement relatif qui se produit à l'échelle macroscopique à travers tous les pores connectés. La relation définie par Gassmann (1951) constitue alors l'approche basse fréquence (ou l'approche statique) de la théorie de Biot (1956a, 1956b) sur la propagation des ondes en milieu poreux. Biot (1956b) définit par la suite une fréquence critique qui marque la transition entre le régime statique (basse fréquence) et le régime dynamique (haute fréquence). Cette fréquence critique est fonction des propriétés du liquide (viscosité, masse volumique) et des paramètres du milieu (porosité, perméabilité) :

$$f_c = \frac{\mu\Phi}{2\pi k\rho_{bf}}. \quad (41)$$

Cette équation permet de voir que f_c est élevée pour des perméabilités faibles. De ce fait, l'effet de la dispersion est plus élevé pour les roches à perméabilité élevée. Cependant, le modèle proposé par Biot (1956b) prédit généralement une faible (voire négligeable) dispersion des vitesses acoustiques pour la plupart des roches (Wang, 1997). Par exemple, Wang et Nur (1990) trouvent des valeurs de dispersion de 1% pour V_p et 3 à 4% pour V_s sur des échantillons de carbonates. C'est pourquoi Mavko et al. (2009) recommandent plutôt la prise en compte du deuxième mécanisme de dispersion (squirt flow) qui est, dans la plupart des cas, égal ou supérieur au mécanisme de Biot.

Le mécanisme d'écoulement local (squirt flow) introduit par plusieurs auteurs (O'Connell & Budiansky, 1977; Mavko & Nur, 1978; Winkler, 1986; Dvorkin et al., 1995) tient compte des effets du mouvement de fluide induit à l'échelle du pore à des fréquences plus élevées. Le phénomène de squirt flow provient de la différence de compressibilités des différents types de pores présents dans un milieu saturé. En effet, des gradients de pressions de pores locaux peuvent subvenir à cause de la compressibilité des pores moins rigides (fissures, microfissures) par rapport aux pores plus rigides (pores circulaires). Ainsi, lorsqu'il n'y a pas assez de temps pour que ces gradients de pression du fluide se relâchent, la roche apparaît plus rigide (avec des vitesses élevées) que lorsque ces gradients de pression du fluide sont relâchés. En théorie, moins les roches sont perméables, plus il faut du temps pour que les gradients de pression s'équilibrent (Wang, 1997). Sur la base de ces différents mécanismes, trois régimes d'écoulements (Figure 18) peuvent être définis : le régime hydraulique ouvert, le régime hydraulique fermé et le régime non relâché (O'Connell & Budiansky, 1977; Cleary, 1978). Le régime drainé (régime hydraulique ouvert) correspond au cas où l'écoulement (global ou local) a le temps de diffuser librement. Une fois que la fréquence augmente, le régime devient alors non drainé. Comme montré précédemment, ces deux régimes sont pris en compte par le modèle de Biot-Gassman. Enfin, à plus haute fréquence dans le domaine du squirt flow, le régime devient non relâché. Dans ce dernier régime, toutes les inclusions apparaissent comme isolées, et le milieu peut être modélisé comme un milieu effectif (Adelinet et al., 2011). Ces régimes sont séparés par des fréquences critiques f_{c1} et f_{c2} qui marquent les transitions drainée/non drainée et les transitions non drainée/non relâchée, respectivement :

$$f_{c1} = \frac{4kK}{\mu L^2}, \quad (42)$$

$$f_{c2} = \frac{K_0 \xi^3}{\mu}. \quad (43)$$

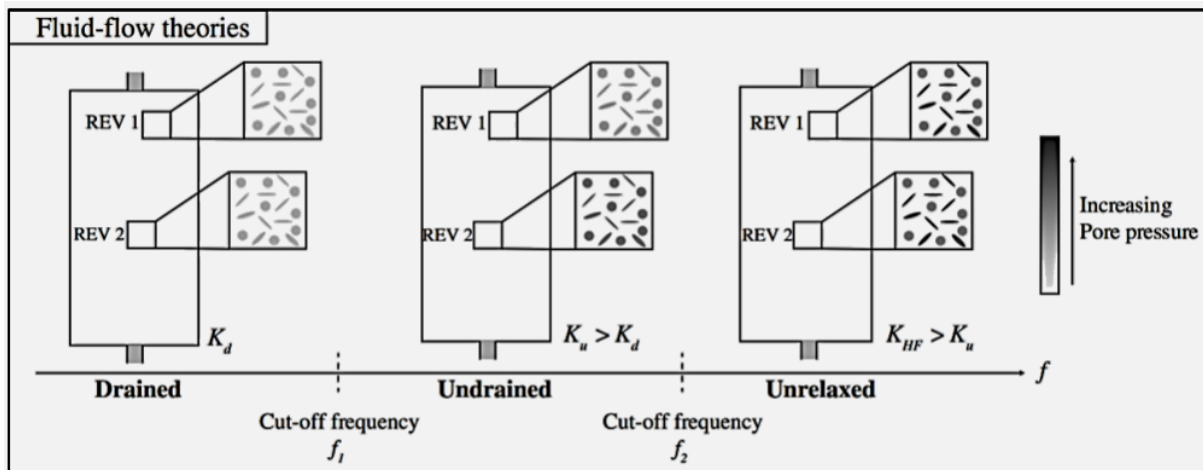


Figure 18. Différents régimes d'écoulement suivant les mécanismes de dispersions de vitesses en fonction de la fréquence, d'après Pimienta et al. (2015).

La transition drainée/non drainée est principalement contrôlée par les paramètres macroscopiques de l'échantillon, alors que la transition non drainée/non relâchée est principalement contrôlée par des facteurs microscopiques. La fréquence critique définie par Biot est directement proportionnelle à la viscosité et inversement proportionnelle à la perméabilité, tandis que les modèles de squirt flow prédisent une relation opposée qui s'est avérée être plus cohérente avec les observations expérimentales (Batzle et al., 2006; Adelinet et al., 2010; Pimienta et al., 2016). Cependant, cette dépendance aux paramètres microscopiques souvent difficile à quantifier rend son utilisation compliquée.

De façon pratique, pour évaluer la dispersion dans les roches saturées, on calcule la différence entre les vitesses mesurées en laboratoire et celles obtenues par prédiction. Les propriétés élastiques du régime non drainé se déduisent alors de celles du régime drainé (ou condition sèche). Ainsi les modules élastiques d'une roche saturée à basse fréquence (LF) peuvent être obtenus en prenant les modules secs haute fréquence (HF). En les remplaçant dans les équations de Biot-Gassmann, on obtient alors :

$$K_{sat}^{LF} = K_{sec}^{HF} + \frac{\beta^2 K_f}{\Phi - (\beta - \Phi) \frac{K_f}{K_0}}, \quad (44)$$

Cette relation se base sur une approximation théorique qui considère que les propriétés élastiques d'un milieu sec (ou complètement saturé en gaz) sont non dispersives quel que soit la fréquence (Wang, 1997; Adelinet et al., 2011; Borgomano et al., 2017). Cependant cette

approximation est généralement valable que pour les milieux qui restent homogènes à chaque échelle d'investigation (Bailly et al., 2019).

L'étude de la dispersion et de l'atténuation des propriétés élastiques reste un domaine de recherche très actif même s'il existe une difficulté expérimentale à mesurer directement ces propriétés en fonction de la fréquence de manière continue. Sur la base de mesures en laboratoire, Adelinet et al. (2010) ont confirmé l'existence du mécanisme de squirt flow et des régimes drainés et non drainés sur des échantillons de basalte. D'autres auteurs (Winkler, 1986; Batzle et al., 2006; Pimienta et al., 2016; Chapman et al., 2016; Sun et al., 2020) se sont intéressés à des échantillons de grès saturés et ont mis en évidence la dispersion des propriétés acoustiques (Figure 19). Bien qu'elles soient moins nombreuses, les études sur les carbonates montrent une dispersion des vitesses en lien avec la présence de microstructure (Wang & Nur, 1990; Adam et al., 2006; Batzle et al., 2006; Mikhaltsevitch et al., 2016; Sun et al., 2022). En effet, Borgomano et al. (2017, 2019) ont réussi à caractériser les différents régimes d'écoulement avec notamment la relation de Biot-Gassman qui s'applique entre 20-100 Hz. De plus, ils montrent une possible corrélation entre le type de pores et le mécanisme de squirt flow. Ainsi, ils observent qu'une microporosité intergranulaire ne semble pas générer de dispersion de squirt flow contrairement à la présence d'une porosité de fracture.

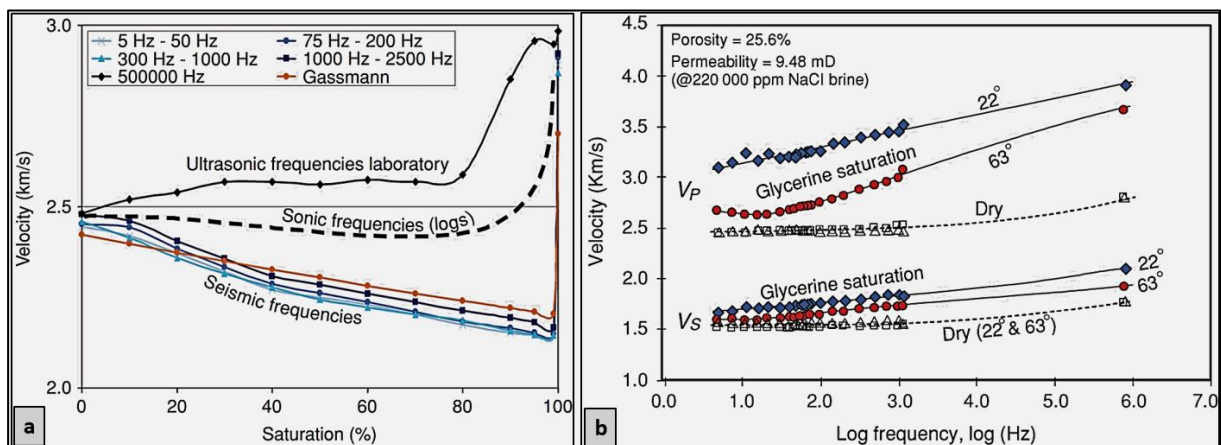


Figure 19. Dispersion des vitesses en fonction de la fréquence, de la saturation et de la viscosité de fluide, d'après Batzle et al. (2006).

Dans ce chapitre, l'accent a été mis sur la définition des propriétés acoustiques et leur relation avec certaines propriétés réservoirs, avec un focus sur les roches carbonatées. Il ressort de la littérature une grande influence de la microstructure et donc des hétérogénéités sur les propriétés acoustiques et leur capacité à prédire les propriétés réservoirs, notamment la porosité, la saturation en eau et la masse volumique. Certaines relations présentées seront utiles pour la caractérisation pétrophysique de nos roches issues d'un environnement complexe tel que la zone vadose. La notion de VER en acoustique présentée dans la dernière partie de ce chapitre est également à prendre en considération, tout comme l'effet de fréquence de manière globale qui sera abordé sous forme de perspectives dans la dernière partie de ce manuscrit.

Cependant, malgré les promesses de la pétroacoustique pour la caractérisation des roches carbonatées, le lien entre perméabilité et propriétés acoustiques est difficile à établir, d'où la nécessité d'une approche physique plus sensible à l'écoulement de fluide telle que l'électrique.

CHAPITRE 4 : PROPRIETES ELECTRIQUES

4.1 Principe fondamental

Dans le cas des mesures électriques actives, les propriétés électriques d'un milieu poreux définissent sa capacité à transporter le courant électrique. Elles sont la réponse à l'application d'un courant qui peut être continu (invariant dans le temps) ou alternatif (variant dans le temps), donnant lieu respectivement à la conductivité électrique ou conductivité électrique complexe (Glover, 2015). De manière générale, lorsque le courant appliqué varie dans le temps, les phénomènes électriques et diélectriques prennent place simultanément. Les phénomènes électriques sont définis par le transport des charges libres (conduction électrique) et les phénomènes diélectriques sont définis par le stockage réversible et la polarisation des charges liées (permittivité diélectrique). La loi de Maxwell-Ampère (Lorentz, 1892) décrit à la fois les phénomènes de conduction électrique et de polarisation suivant la relation :

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t}, \quad (45)$$

où \mathbf{H} (A/m) est le champ magnétique, \mathbf{J} (A/m²) est la densité de courant de conduction électrique, \mathbf{D} (C/m²) est le déplacement diélectrique et t (s) est le temps. On retrouve ces deux phénomènes (conduction électrique et polarisation) dans la formulation de la densité de courant totale :

$$\mathbf{J}_t = \mathbf{J}_c + \mathbf{J}_d, \quad (46)$$

où \mathbf{J}_c est la densité de courant de conduction en milieu homogène, et \mathbf{J}_d est la densité de courant de déplacement qui est la dérivée temporelle du déplacement diélectrique.

4.2 Conductivité électrique en courant continu

Lorsque le champ électrique appliqué ne varie pas dans le temps, les phénomènes électriques se résument uniquement à la conduction. La densité de courant devient égale à celle de la densité de courant de conduction, qui n'est alors qu'un cas spécifique de la loi de Maxwell-Ampère. Dans un milieu continu, homogène et isotrope, ce phénomène est décrit par la loi d'Ohm et s'écrit en tout point comme :

$$\mathbf{J}_t = \sigma \mathbf{E} = \frac{1}{\rho} \mathbf{E}, \quad (47)$$

où σ (S/m) et ρ (Ωm) sont respectivement la conductivité électrique et la résistivité électrique (inverse de la conductivité).

4.2.1 Conductivité électrique d'une roche

La conductivité électrique d'une roche dépend essentiellement de la conductivité de ses constituants (phase solide et phases fluides). La conduction électrique peut être due au transport des électrons ou des ions. La conduction électronique se produit dans la phase minérale en présence de minéraux métalliques (or, cuivre, argent...) ou de semi-conducteurs (germanium, pyrite, magnétite, silicium, sélénium...) bien que la grande majorité des minéraux soient isolants. En effet, en milieu poreux, les charges sont essentiellement transportées par les ions (conduction ionique) dissous dans la phase liquide, loin des surfaces chargées, et/ou par les ions dans la double couche électrique (DCE) à l'interface solide-liquide (Binley & Slater, 2020).

4.2.1.1 Conductivité de la phase liquide

La phase liquide présente dans les pores de la roche est constituée d'anions et de cations qui assurent le transport du courant électrique. En dehors des milieux riches en argiles, cette conductivité est la plus importante en subsurface, dans les eaux souterraines, où les pores sont saturés par l'eau. La conductivité de la phase liquide ou conductivité de l'électrolyte dépend directement de la chimie de l'eau ou de la solution aqueuse qui est aussi liée à la température (Glover, 2015).

4.2.1.2 Conductivité de la DCE ou conductivité de surface

La double couche électrique se forme typiquement à l'interface solide-liquide dans les roches (Figure 20). Lorsque la surface du grain est en contact avec le fluide contenu dans les pores, la surface se charge et adsorbe des ions du fluide (Hunter, 2013). Pour mieux décrire la DCE, considérons le quartz en contact avec un liquide poral comme sur la Figure 20. En fonction du pH, la surface du quartz se charge négativement, ce qui crée un déficit en charges positives, compensé par un excès de cations (appelés contre-ions) provenant de la solution aqueuse. La DCE d'un minéral se décompose typiquement en trois couches de composition ionique différente, à savoir la couche de Stern, la couche diffuse. Dans notre exemple la quantité de cations diminue exponentiellement de la couche de Stern jusqu'au fluide libre où il y a autant de cations que d'anions (condition d'électroneutralité). L'épaisseur de la couche de Stern est de l'ordre d'un ou deux ions métalliques hydratés, environ 10^{-9} m et l'épaisseur de la couche diffuse

est généralement égale à deux fois la longueur de Debye (Hunter, 2013). Il faut noter qu'il existe d'autres modèles conceptuels de la DCE, pour les argiles (Leroy & Revil, 2009) et la calcite (Leroy et al., 2017).

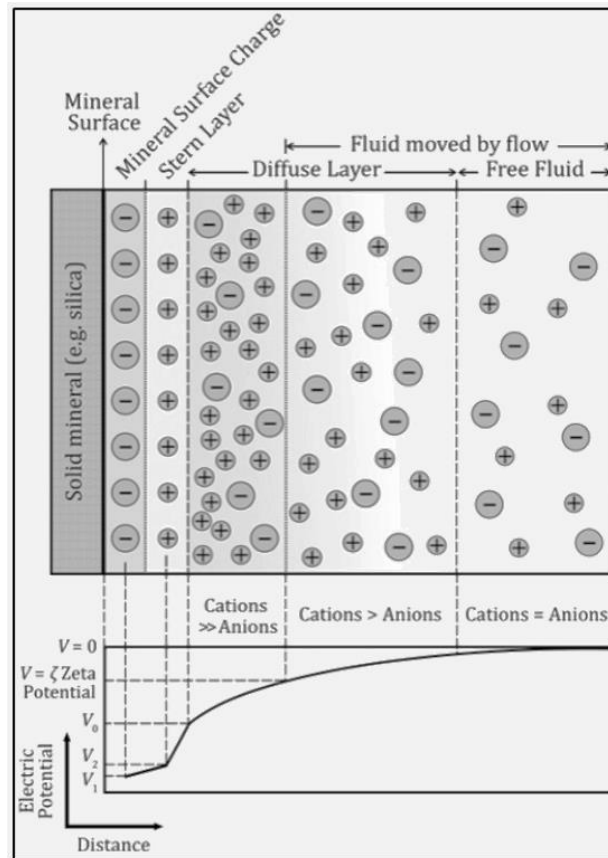


Figure 20. Schéma de la double couche électrique à l'interface d'un grain de quartz en contact avec un liquide, d'après Binley & Slater (2020).

4.2.1.3 Influence de la salinité et de la température

Tout comme la conductivité du liquide, la conductivité de la DCE, appelée aussi conductivité de surface, dépend à la fois de la salinité du liquide, de la température et surtout de la surface spécifique.

La conductivité de surface est plus élevée que la conductivité du liquide à faible salinité et pour des minéraux avec une surface spécifique élevée comme les argiles (Leroy et al., 2015). Dans les carbonates, où la présence d'argiles est souvent faible, la conductivité de surface est généralement faible relativement à la conductivité du liquide (Leroy et al., 2017 ; Panwar et al., 2021).

Influence de la salinité

La salinité et la température jouent un rôle important pour la conductivité d'une roche car elles influencent la concentration et la mobilité des ions présentes dans la phase liquide et à l'interface solide-liquide et liquide-gaz.

La dépendance vis-à-vis de la salinité a été largement étudiée et des relations empiriques existent entre conductivités du liquide et des paramètres facilement quantifiables, comme la salinité et la température. En pratique, en fonction du but recherché et vu la complexité de la composition chimique des liquides contenus dans les pores, on utilise une solution simple (NaCl le plus souvent). Sen & Goode (1992) proposent la relation suivante (équation 50) pour calculer la conductivité σ_f d'une solution de NaCl en fonction de la salinité (C) et de la température (T) en °C :

$$\sigma_f(T, C) = (d_1 + d_2T + d_3T^2)C - \left(\frac{d_4 + d_5T}{1 + d_6\sqrt{C}} \right) C^{3/2} \quad (48)$$

où $d_1 = 5,6$ mmol ; $d_2 = 0,27$ mmol.°C ; $d_3 = -1,51 \cdot 10^{-4}$ mmol.°C² ; $d_4 = 2,36$ (S/mmol.l⁻¹)^{3/2} ; $d_5 = 0,099$ S/m (mol.l⁻¹)^{3/2} .°C ; $d_6 = 0,214$ S (mol.l⁻¹)^{-1/2} .

Pour les solutions avec une composition chimique différente, on définit alors une conductivité équivalente en NaCl avec la même conductivité en prenant en compte le taux de dissociation des électrolytes (Glover, 2015). Pour les eaux souterraines à basse salinité (par opposition à la saumure), la conductivité augmente avec la salinité (car on a une augmentation de la concentration ionique). Cependant, cette dépendance vis-à-vis de la salinité est fortement contrôlée par la composition du liquide qui doit être prise en compte à cause des interactions interioniques.

Influence de la température

La dépendance vis-à-vis de la température, quant à elle, est liée à la viscosité. Dans des gammes de température faibles (en général inférieure à 100°C), cette dernière diminue avec la température, ce qui conduit à une augmentation de la mobilité des ions et de la conductivité du liquide. On s'attend à ce qu'elle soit non linéaire pour des températures élevées (double effet de la viscosité et de la solubilité). Dans ce cas, plusieurs modèles de correction ont été proposés, qui conviennent mieux aux diagraphies de puits dans l'industrie pétrolière et gazière (Arps, 1953; Sen & Goode, 1992). Pour les eaux souterraines dont la température varie entre 0 et 30°C (mis à part les réservoirs géothermiques), Hayashi (2004) et Hayley et al. (2007) ont montré qu'un modèle linéaire peut être utilisé pour corriger la conductivité électrique :

$$\sigma_T = \sigma_{25}(1 + a_T(T - 25)), \quad (49)$$

où T (°C) est la température et a_T est une fraction qui est estimée à 0,0187 par Hayashi (2004) et Hayley et al. (2007). Revil et al. (1998) ont trouvé aussi une valeur similaire pour a_T . De plus, en considérant une augmentation de 2% de la conductivité à chaque 1°C, on obtient $a_T = 0,02$.

4.2.2 Modèles de conductivité électrique d'une roche

4.2.2.1 Loi d'Archie

La conductivité d'une roche dépend à la fois de la conductivité du liquide, de la porosité, de la saturation en liquide et de la connectivité électrique des pores. Les lois d'Archie (Archie, 1942) permettent de relier ces différentes propriétés entre elles. Archie (1942) définit d'abord, de manière empirique le facteur de formation électrique (F) comme le rapport de la conductivité de l'électrolyte, le plus souvent l'eau, notée σ_w et la conductivité totale de la roche, notée σ_R saturée par ce même fluide :

$$F = \frac{\sigma_w}{\sigma_R}. \quad (50)$$

La première loi d'Archie permet ensuite de lier le facteur de formation à la porosité (Φ) à travers la relation suivante :

$$F = \Phi^{-m}, \quad (51)$$

où m est l'exposant de cimentation définit empiriquement.

Il existe d'autres reformulations de cette relation, la première proposée par Winsauer (1952) avec l'introduction d'un paramètre empirique a . Ce paramètre peut permettre un meilleur ajustement de la première loi d'Archie sur certaines données expérimentales de mauvaise qualité. L'équation 51 devient alors :

$$F = a\Phi^{-m}. \quad (52)$$

Une seconde reformulation consiste à introduire la notion de tortuosité électrique T_e , similaire à la tortuosité géométrique introduite par Carman (1937). L'équation devient alors :

$$F = \frac{T_e}{\Phi}. \quad (53)$$

D'après l'équation 50, pour une roche saturée, la conductivité de la roche est essentiellement celle du liquide saturant, ce qui donne :

$$\sigma_R = \frac{1}{F} \sigma_w. \quad (54)$$

Archie (1942) définit par la suite l'index de résistivité (I) comme le rapport entre la conductivité de la roche saturée et la conductivité de la roche partiellement saturée (σ_p) :

$$I = \frac{\sigma_R}{\sigma_p}. \quad (55)$$

La seconde loi d'Archie établit la relation entre l'index de résistivité et la saturation S_w comme suit :

$$I = S_w^{-n}, \quad (56)$$

où n est l'exposant de saturation défini empiriquement qui vaut 2 en général. Cette dernière équation est beaucoup utilisée pour déterminer la saturation en eau dans une formation à partir des diagraphies électriques. En combinant les différentes relations d'Archie, nous obtenons la conductivité d'une roche partiellement saturée σ_p :

$$\sigma_p = \sigma_w \Phi^m S_w^n. \quad (57)$$

4.2.2.2 Modèle de conduction parallèle avec la conductivité de surface

La loi d'Archie reste valide pour des roches n'ayant pas de conductivité de surface ou dont cette dernière est négligeable par rapport à la conductivité du liquide. C'est souvent le cas des roches sans fraction argileuse. Autrement, de manière générale, pour une roche donnée, en plus de la conductivité du fluide, il y a une autre contribution non négligeable qui est la conductivité de surface. Considérons la première loi d'Archie à laquelle on ajoute la contribution de la conductivité de surface σ_{surf} . La conductivité de la roche devient alors :

$$\sigma_R = \frac{1}{F} \sigma_w + \sigma_{surf} = \frac{1}{F} \sigma_w + \frac{1}{f} \sigma_{DCE}, \quad (58)$$

où f est un facteur de formation équivalent de la DCE et σ_{DCE} est la conductivité de la DCE.

La première partie de cette relation montre la difficulté de séparer la contribution due au fluide de la conductivité de surface avec une seule mesure (Binley & Slater, 2020). En pratique, on réalise plusieurs mesures de σ_R à différentes salinités, ensuite le facteur de formation vraie ainsi que la conductivité de surface sont déterminés par régression linéaire.

L'équation 58 fait aussi l'hypothèse que les deux conductivités se produisent indépendamment et en parallèle mais pas dans les mêmes connectivités (d'où $F \neq f$). Cependant on fait généralement la supposition que le facteur de formation est le même ce qui est une généralisation du modèle parallèle très utilisé en cas de présence d'argile, développé par Waxman & Smits (1968) :

$$\sigma_R = \frac{1}{F} (\sigma_w + BQ_V). \quad (59)$$

où B représente la mobilité effective des cations en surface et Q_V est la quantité volumique des charges (ou d'excès de charge) dans la DCE par unité de volume de pores. Le terme BQ_V représente la conductivité en excès due à la présence d'argile. Similairement, Revil & Glover (1998) approximent σ_{DCE} par le rapport entre la conductance de surface et la longueur de Johnson (Johnson et al., 1986). Cette nouvelle relation considère donc que σ_{DCE} est liée aux propriétés électrochimiques et à la géométrie de la DCE, à l'instar de Leroy & Revil (2009).

De manière générale, la prise en compte ou non de la conductivité de surface dépend du nombre de Dukhin qui représente grosso modo le rapport entre la conductivité de surface et la conductivité du liquide libre et neutre (Bolève et al., 2007). Le nombre de Dukhin provient des sciences colloïdales et correspond en réalité à la conductivité de surface divisée par deux fois la conductivité du fluide mouillant (Lyklema & Minor, 1998).

4.3 Conductivité électrique complexe

Lorsque le champ électrique appliqué varie dans le temps, on parle de conductivité électrique complexe et l'équation 46 reprend sa forme générale. On a alors :

$$\mathbf{J}_t = \sigma^* \mathbf{E}, \quad (60)$$

$$\mathbf{J}_t = i\omega \varepsilon_d^* \mathbf{E}, \quad (61)$$

où σ^* et ε_d^* sont respectivement la conductivité électrique complexe et la permittivité diélectrique complexe qui peuvent se décomposer en partie réelle et partie imaginaire comme suit :

$$\sigma^* = \sigma'_c + i\sigma''_c, \quad (62)$$

$$\varepsilon_d^* = \varepsilon'_d + i\varepsilon''_d. \quad (63)$$

En considérant la forme complexe de la conductivité électrique, nous pouvons réécrire l'équation 62 sous la forme :

$$\sigma^* = \text{Re}(\sigma^*) + i\text{Im}(\sigma^*), \quad (64)$$

et l'amplitude et la phase sont définies par :

$$|\sigma^*| = \sqrt{\text{Re}(\sigma^*)^2 + \text{Im}(\sigma^*)^2} = \frac{1}{|\rho^*|}, \quad (65)$$

$$\varphi = \tan^{-1} \frac{\text{Im}(\sigma^*)}{\text{Re}(\sigma^*)}. \quad (66)$$

La conductivité complexe fournit alors plus d'informations sur les propriétés électriques de la roche qu'une mesure de conductivité à courant continu. En effet, la partie réelle ou conductivité en phase σ' , renseigne surtout sur le phénomène d'électromigration tandis que la partie imaginaire ou conductivité en quadrature σ'' , résulte principalement des phénomènes de polarisations (Vinegar & Waxman, 1984; Weller et al., 2013).

4.3.1 Phénomènes de polarisations

Les phénomènes de polarisation se décomposent en plusieurs phénomènes en fonction de la fréquence qui peut varier de 0 à 10^{15} Hz. A très haute fréquence (≥ 1 GHz), nous retrouvons les polarisations électroniques, atomiques et dipolaires (Glover, 2015).

Les mesures de conductivité complexe sont généralement effectuées sur une plage de basses fréquences (par exemple : de 10^{-3} à 10^3 Hz). Dans cette gamme de fréquences, trois phénomènes de polarisation peuvent généralement se produire : la polarisation de Maxwell-Wagner, la polarisation de la DCE et la polarisation de membrane (Binley & Kemna, 2005; Kemna et al., 2012). Les phénomènes de polarisation se traduisent par le déplacement et l'orientation préférentielle des charges (par rapport au déplacement des charges pendant la conduction) en réponse à un courant alternatif (Leroy & Revil, 2009). Ainsi les charges positives s'orientent (se polarisent) aux très hautes fréquences (typiquement au GHz) et se déplacent aux fréquences plus basses pour polariser le milieu suivant la direction du champ électrique tandis que les charges négatives s'orientent et se déplacent pour polariser le milieu dans le sens opposé (Figure 21).

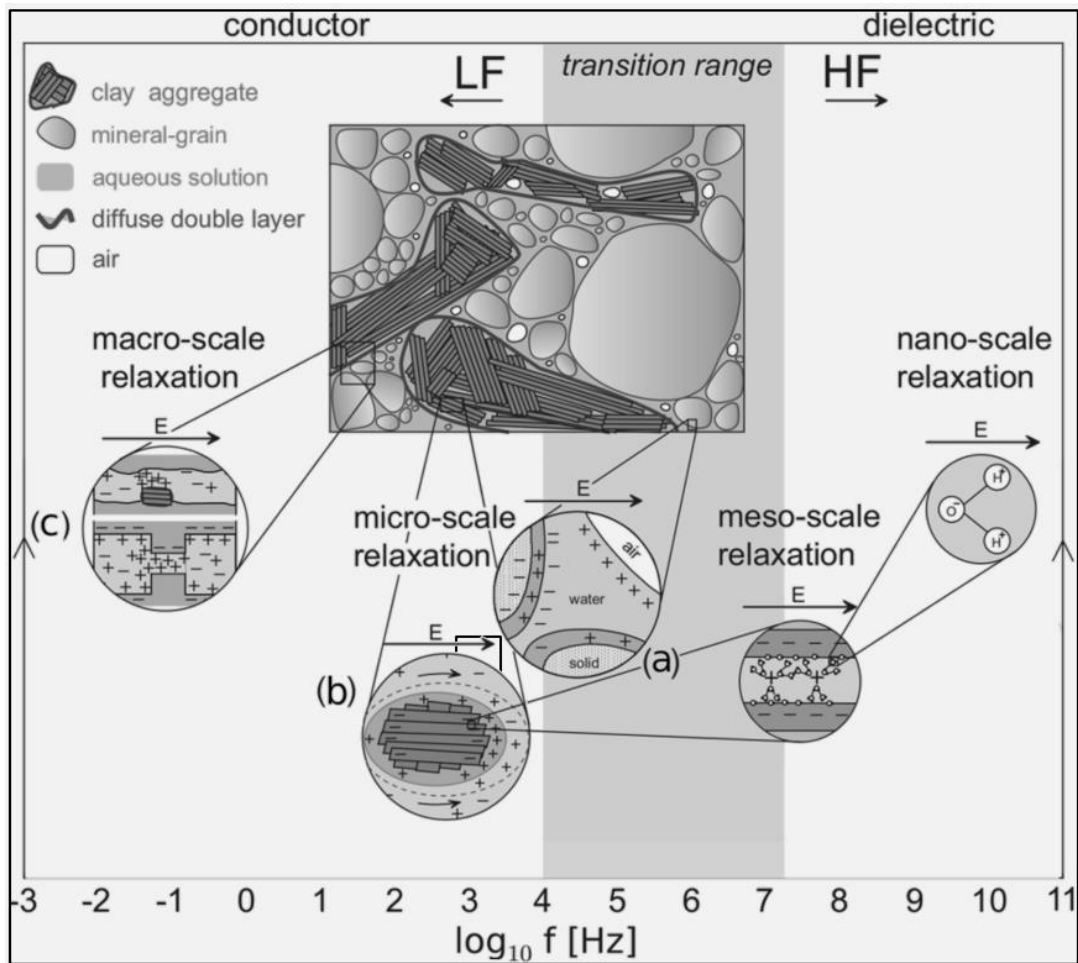


Figure 21. Différents mécanismes de polarisation à basse fréquence, d'après Loewer et al. (2017). a) polarisation Maxwell-Wagner, b) polarisation de la double couche électrique et c) polarisation de membrane.

4.3.1.1 Polarisation Maxwell-Wagner

La polarisation Maxwell-Wagner ou polarisation d'interface se produit dans l'espace poreux au niveau des interfaces créées par la présence de plusieurs phases ayant des propriétés électriques et diélectriques différentes (Chen & Or, 2006). Les charges s'accumulent et polarisent le milieu à proximité d'une interface (Figure 21a). Cette polarisation diffère de la polarisation de la DCE car elle est liée à l'agencement des différentes phases. Cependant, sa contribution à faible fréquence est dure à déterminer car elle est présente généralement à haute fréquence (> kHz) en polarisation induite ou provoquée selon Binley & Slater (2020). La polarisation Maxwell-Wagner peut se confondre aussi avec la polarisation d'électrode qui n'est pas une propriété de la roche mais plutôt un artefact dû aux réactions qui se produisent à la surface des électrodes.

4.3.1.2 Polarisation de la DCE

La polarisation de la DCE (Figure 21b) est présente à fréquences moyennes (typiquement de 1 Hz à 1 kHz) et est due à la migration des contre-ions répartis dans les couches de Stern et diffuse situées autour des minéraux en contact avec un électrolyte (Lesmes & Morgan, 2001; Leroy et al., 2008; Revil & Florsch, 2010; Bucker et al., 2019).

Polarisation de la couche de Stern

Dans la couche de Stern, les contre-ions rattachés à la surface du minéral par les forces électrostatiques peuvent se déplacer de manière tangentielle à la surface du grain minéral. La polarisation de la couche de Stern est due à ce mouvement d'ions (Revil et al., 2014; Bucker et al., 2019). En effet, lorsqu'un champ électrique externe basse fréquence est appliqué, les contre-ions migrent et s'accumulent d'un côté (Figure 21b). Il existe également une rétrodiffusion de ces contre-ions qui génère un signal de relaxation associé à la polarisation. Pour les minéraux présentant une surface généralement négative favorisant la condensation des contre-ions dans la couche de Stern, la polarisation de la couche de Stern est considérée comme la plus prépondérante (Binley & Slater, 2020).

Polarisation de la couche diffuse

La migration des contre-ions présents dans la couche de Stern n'équilibre pas à elle seule la surface chargée des grains. Pour contrebalancer la migration des ions dans la couche de Stern, les ions présents dans la couche diffuse s'accumulent de part et d'autre de la particule suivant leurs signes (Bucker et al., 2019). Cette polarisation de la couche diffuse peut conduire à un gradient de salinité autour du grain. Cette différence de salinité provoque une rétrodiffusion à travers les pores et cela peut donner lieu à un signal de relaxation associé à la polarisation. Cette sorte de polarisation de la couche diffuse peut se confondre avec une polarisation de membrane (Revil et al., 2014).

4.3.1.3 Polarisation de membrane

La polarisation de membrane, présente typiquement à très basse fréquence, est due à la variation brusque de la taille de pores (conduits) au regard de l'épaisseur de DCE en présence de minéraux spécifiques comme les argiles ou dans les grès conduisant à un gradient de concentration sélectif des ions (Marshall & Madden, 1959; Bucker & Hördt, 2013). En effet, lorsque les pores sont trop étroits, cela peut empêcher le mouvement des ions. Par conséquent,

les ions positifs ou négatifs s'accumulent de chaque côté des pores produisant une différence de potentiel (Figure 21c). Une fois le courant coupé, les ions reviennent à leur état initial en diffusion, ce qui produit un signal. Un mécanisme similaire se produit en présence de minéraux argileux (zone sélective) et non argileux (zone non sélective) par exemple. Il se traduit par une accumulation de charges négatives qui attirent les ions chargés positivement (Figure 21c).

4.3.2 Modèles de conductivité complexe

4.3.2.1 Approche empirique ou phénoménologique

Pour prédire les propriétés réservoirs d'une roche à partir des mesures de conductivité complexe, des modèles pétrophysiques sont utilisés. La première approche généralement utilisée est l'approche empirique ou phénoménologique. Elle consiste à considérer un modèle d'ajustement empirique pour reproduire ou décrire les variations fréquentielles de la conductivité complexe. Ces modèles de relaxation phénoménologiques sont utilisés pour représenter la forme des spectres de polarisation en fonction de plusieurs paramètres d'ajustement (Dias, 2000; Nordsiek & Weller, 2008; Tarasov & Titov, 2013). Il existe un nombre important de modèles empiriques, mais dans cette partie nous présenterons que ceux utilisés dans le cadre de cette thèse et les plus adaptés à nos hétérogénéités. Par ailleurs, Dias (2000) offre une excellente synthèse des modèles empiriques.

Modèle de Debye

Les travaux de Debye (1929) constituent sans doute, la toute première tentative d'utilisation d'un modèle phénoménologique. Debye (1929) explique la variation de la permittivité diélectrique dans un liquide polarisé en fonction de la fréquence. Ainsi, la dispersion de la permittivité complexe peut être décrite par l'expression suivante :

$$\varepsilon^* = \varepsilon_\infty + \frac{\varepsilon_0 - \varepsilon_\infty}{1 + i\omega\tau}, \quad (67)$$

où les indices ∞ et 0 indiquent respectivement les limites haute fréquence et basse fréquence de la permittivité, ω représente la fréquence angulaire reliée à la fréquence de mesure f ($\omega = 2\pi f$). τ est le temps de relaxation.

Modèle Cole-Cole

Parmi les modèles de relaxation, le modèle Cole-Cole est probablement le plus couramment utilisé (Cole & Cole, 1941). Ce modèle est une extension du modèle de Debye pour tenir compte

de la distribution des temps de relaxation. Initialement formulé pour la permittivité diélectrique complexe, le modèle Cole-Cole peut être réécrit pour la conductivité complexe avec l'expression suivante (Tarasov & Titov, 2013) :

$$\sigma^* = \sigma_\infty + \frac{\sigma_0 - \sigma_\infty}{1 + (i\omega\tau)^c}, \quad (68)$$

où c est l'exposant de Cole-Cole.

L'introduction de cet exposant caractérise une distribution des temps de relaxation. Lorsqu'il est égal à 1, le modèle de Cole-Cole se simplifie en modèle de Debye. Alternativement, le modèle Cole-Cole peut être exprimé en utilisant la chargeabilité M définie comme l'amplitude de polarisation :

$$\sigma^* = \sigma_\infty \left(1 - \frac{M}{1 + (i\omega\tau)^c} \right), \quad (69)$$

avec

$$M = \frac{\sigma_\infty - \sigma_0}{\sigma_\infty}. \quad (70)$$

Le modèle de Cole-Cole possède plusieurs variantes dont le très populaire modèle introduit par Pelton et al. (1978). Le modèle de Pelton est obtenu en remplaçant directement la constante diélectrique complexe par la résistivité complexe sans considération physique (Florsch et al., 2012; Tarasov & Titov, 2013) :

$$\rho^* = \rho_0 \left(1 - M \left(1 - \frac{1}{1 + (i\omega\tau)^c} \right) \right). \quad (71)$$

Cependant, il existe une relation entre le temps de relaxation du modèle Pelton (τ_P) et celui du modèle Cole-Cole (τ_{CC}). Le modèle de Pelton, connu aussi sous le nom de Cole-Cole est cependant différent (en termes de temps de relaxation) du modèle original. Cette différence devient toutefois négligeable pour de petites valeurs de chargeabilité (Florsch et al., 2012; Tarasov & Titov, 2013; Binley & Slater, 2020) :

$$\tau_P = \frac{\tau_{CC}}{(1 - M)^{1/c}}. \quad (72)$$

Une autre variante est le modèle de Cole-Cole généralisé (Pelton, 1983) qui est une extension du modèle de Cole-Cole original. Il permet de prendre en compte l'asymétrie de la distribution du temps de relaxation en ajoutant un autre paramètre d'ajustement :

$$\sigma^* = \sigma_\infty + \frac{\sigma_0 - \sigma_\infty}{1 + ((i\omega\tau)^c)^d}. \quad (73)$$

Pour $d = 1$ on obtient le modèle Cole-Cole original et pour $c=1$, on a le modèle de Cole-Davidson (Davidson & Cole, 1951), une autre variante du modèle Cole-Cole. Ce modèle permet de mieux ajuster les spectres avec des dispersions importantes à basse et haute fréquences.

Le modèle de Cole-Cole généralisé permet aussi d'obtenir le modèle CPA (constant phase angle) ou modèle de Drake lorsque $M=1$ et $c=1$. Le modèle CPA permet une représentation assez simple des spectres de conductivité complexe (Binley & Slater, 2020).

Les autres variantes des modèles Cole-Cole consistent à considérer les spectres SIP comme la résultante de plusieurs processus de relaxation. Dans ce cas, plusieurs modèles Cole-Cole sont utilisés en parallèle ou en série pour décrire complètement la dispersion haute fréquence et basse fréquence des spectres SIP, on parle alors de double ou multi Cole-Cole.

Temps de relaxation

Le temps de relaxation est le paramètre le plus important obtenu à partir des différents modèles empiriques. Le temps de relaxation ou temps caractéristique correspond à une certaine mesure de la distance à laquelle les charges sont temporairement déplacées. Ce temps caractéristique peut être défini de plusieurs manières à partir du spectre de conductivité complexe. Lorsque le spectre de la phase ou de la conductivité en quadrature contient un pic, le temps de relaxation τ_0 peut être défini par l'expression :

$$\tau_0 = 1/2\pi f_p \quad (74)$$

où f_p est la fréquence où le pic se produit.

4.3.2.2 Approche mécanistique

Une seconde approche consiste à utiliser des modèles mécanistiques. Ce sont des modèles basés sur une description physico-chimique des phénomènes de polarisation. Ils décrivent la variation de la conductivité complexe avec la fréquence en expliquant d'abord la nature de la polarisation à l'échelle du grain ou du pore. Le résultat est ensuite intégré à plus grande échelle suivant des moyennes statistiques ou des modèles de milieux effectifs équivalents. Au-delà de cet aspect, les modèles mécanistiques diffèrent aussi sur la manière dont ils attribuent la conductivité de surface complexe soit à la couche de Stern, soit à la couche diffuse, ou les deux. Dans la littérature, on trouve souvent des modèles mécanistiques qui favorisent plutôt la polarisation de la couche de Stern (De Lima & Sharma, 1992; Lesmes & Morgan, 2001; Leroy et al., 2008;

Revil & Florsch, 2010; Bückler et al., 2019). Schwarz (1962) fut l'un des premiers à avoir lié les phénomènes de polarisation définis à travers un temps de relaxation au rayon (R) de particules sphériques colloïdales avec la relation :

$$\tau_0 = \frac{R^2}{2D}, \quad (75)$$

où D (m^2/s) est un coefficient de diffusion des contre-ions.

Ce modèle a été ensuite étendu et généralisé par Schurr (1964) pour tenir compte de la couche diffuse. Sur la base de ce modèle, Lesmes & Morgan (2001) proposent un modèle de conductivité complexe fonction de la distribution des tailles des grains en considérant une prédominance de la polarisation de la couche de Stern. Leroy et al. (2008) ont adopté, puis développé suivant la même approche, un modèle pour la conductivité complexe des billes de verre saturées, en y incorporant un modèle de triple couche électrique (surface du minéral, couche de Stern, couche diffuse) qui prend en compte la polarisation Maxwell-Wagner grâce à l'utilisation du modèle de Bruggeman-Hanai-Sen (BHS). Ce modèle de triple couche permet ainsi un couplage avec un modèle électrochimique. Ceci permet d'explicitier la conductivité de surface liée aux différentes couches en termes de salinité et de pH en s'appuyant sur la relation de la conductivité de surface complexe proposée par De Lima & Sharma (1992) :

$$\sigma_{surf}^* = \frac{4}{d_0} (\Sigma^d + \Sigma^s) - \frac{4}{d_0} \frac{\Sigma^s}{1 + i\omega\tau_0}, \quad (76)$$

où Σ^d est la conductance de surface de la couche de diffuse et Σ^s est la conductance de surface de la couche de Stern, d_0 est le diamètre du grain et τ_0 le temps de relaxation unique :

$$\tau_0 = \frac{d_0^2}{8D_+}, \quad (77)$$

où D_+ est le coefficient de diffusion des ions dans la couche de Stern.

Le travail de Leroy et al. (2008) a permis ainsi de montrer la dépendance de la polarisation de la couche de Stern à la taille des grains mais aussi aux rugosités de la surface des grains (Figure 22).

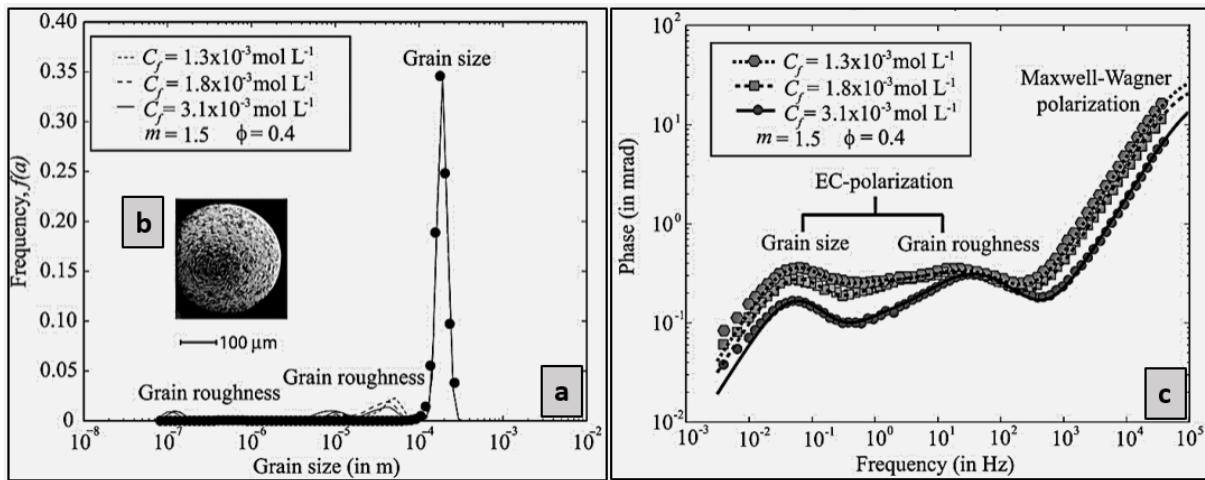


Figure 22. Relation entre la taille des grains et la phase et influence de la salinité, d'après Leroy et al. (2008). a) distribution de taille des grains normalisée, b) image de la rugosité à la surface d'un grain et c) déphasage du signal en fonction de la fréquence.

Revil et al. (2017) ont développé un modèle de conductivité complexe pour un sol partiellement saturé en s'appuyant sur des travaux antérieurs (Revil & Florsch, 2010; Revil & Skold, 2011; Florsch et al., 2012; Revil et al., 2014). En adaptant ce modèle aux échantillons de carbonates saturés, Panwar et al. (2021) ont permis de montrer que le modèle de polarisation de la couche de Stern pouvait expliquer des données expérimentales de conductivités complexes des carbonates. Le modèle de la polarisation de la couche de Stern (SLP : Stern Layer Polarization) repose sur le couplage entre la relation 76 et un modèle électrochimique de double ou de triple couche (Binley & Slater, 2020). La conductivité de surface complexe totale est obtenue par convolution avec la distribution de la taille des grains, comme par exemple avec les expressions suivantes (Revil & Florsch, 2010) :

$$\sigma_{surf}^* = \sigma_{surf}^\infty + (\sigma_{surf}^0 - \sigma_{surf}^\infty) \int_0^\infty \frac{g(\tau)}{1 + i\omega\tau} d\tau, \quad (78)$$

avec

$$\sigma_{surf}^0 = \frac{4}{d_0} \Sigma^d, \quad (79)$$

$$\sigma_{surf}^\infty = \frac{4}{d_0} (\Sigma^d + \Sigma^s), \quad (80)$$

$$\int_0^{\infty} g(\tau) d\tau = 1, \quad (81)$$

où σ_{surf}^0 et σ_{surf}^{∞} sont respectivement les valeurs asymptotiques de la conductivité de surface complexe à basse ($\omega \rightarrow 0$) et haute ($\omega \rightarrow \infty$) fréquence.

La conductivité complexe totale est ensuite obtenue en considérant un modèle parallèle (entre la conductivité de surface complexe et la conductivité du fluide) ou en utilisant des modèles de mélanges avec une approche de milieux effectifs.

4.3.2.3 Approche indépendante de la fréquence

La dernière approche consiste à considérer la conductivité complexe d'une roche comme indépendante de la fréquence (c'est-à-dire une approche à fréquence unique comme dans le cas du courant continu). Cela peut être le cas à basse fréquence, lorsque les spectres de conductivité complexe montrent une réponse plate, c'est-à-dire une faible dépendance en fréquence (Weller et al., 2013; Binley & Slater, 2020). Le modèle utilisé est une extension du modèle parallèle présenté précédemment. Ce modèle consiste à ajouter à la conduction électrolytique une conductivité de surface complexe σ_{surf}^* , qui explique à la fois la conduction σ'_{surf} et la polarisation σ''_{surf} dans le DCE (Vinegar & Waxman, 1984; Weller et al., 2013). Pour des roches complètement saturées, la conductivité complexe peut s'écrire comme suit :

$$\sigma^* = \frac{1}{F} \sigma_f + \sigma_{surf}^*, \quad (82)$$

avec les parties réelle et imaginaire de la conductivité complexe définies comme suit :

$$\sigma' = \frac{1}{F} \sigma_f + \sigma'_{surf}, \quad (83)$$

$$\sigma'' = \sigma''_{surf}. \quad (84)$$

Vinegar & Waxman (1984) suivent le même principe en adaptant le modèle de Waxman & Smiths en partie réelle et imaginaire. Etant donné que σ'_{surf} et σ''_{surf} sont reliés à la DCE, il est tout à fait normal d'envisager une relation entre les deux. Cette relation a été mise en évidence pour la première fois par Börner (1992) qui définit par la suite le paramètre l , comme le rapport des deux :

$$l = \frac{\sigma''_{surf}}{\sigma'_{surf}}. \quad (85)$$

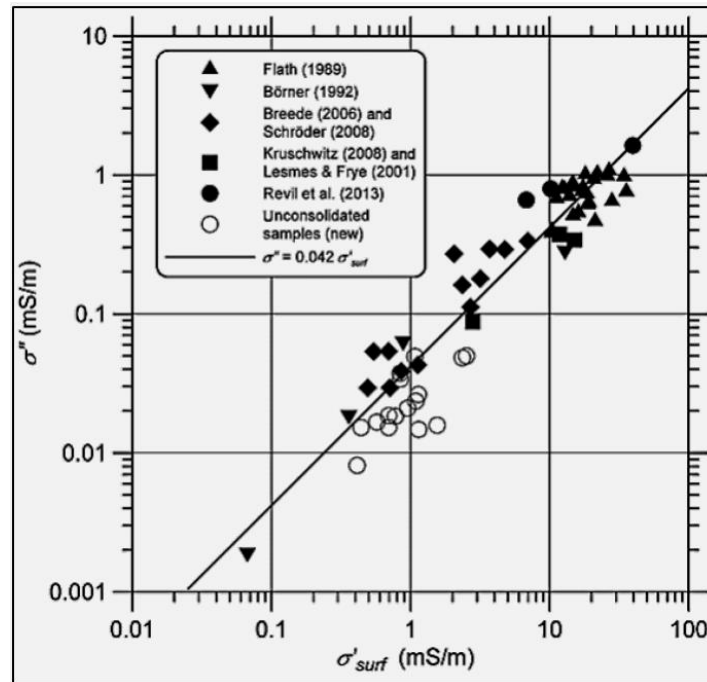


Figure 23. Rapport entre les deux composantes de la conductivité de surface complexe pour un ensemble de roches silicoclastiques, d'après Weller et al. (2013).

Plus tard, Börner et al. (1996) ont montré que ce paramètre l varie entre 0,01 et 0,15 pour quelques échantillons de grès. Weller et al. (2013) ont compilé un ensemble de données composé principalement de sables et de grès provenant de diverses études et ont rapporté un paramètre $l = 0,042$ avec un coefficient de corrélation de 0,91 (Figure 23). Cependant, les études sur le ratio entre les deux composantes de conductivité de surface font défaut pour les carbonates.

Etant donné que σ'_{surf} et σ''_{surf} sont dépendants du liquide (Weller et al., 2013), la détermination du paramètre l requiert la connaissance de σ'_{surf} en fonction de la conductivité du fluide. Weller et al. (2013) proposent alors une estimation de σ'_{surf} connaissant le facteur de formation :

$$\sigma'_{surf}(\sigma_f) = \sigma'(\sigma_f) - \frac{1}{F} \sigma_f. \quad (86)$$

Concernant σ''_{surf} , il est obtenu directement à partir de la mesure de la conductivité en quadrature.

La connaissance du paramètre l a d'importantes implications car elle permet d'obtenir directement une estimation du facteur de formation (connaissant la conductivité du fluide) à

partir des mesures de conductivité classique et de polarisation provoquée (Binley & Slater, 2020) :

$$\frac{1}{F} \sigma_f = \sigma' - \frac{\sigma''}{l}. \quad (87)$$

4.4 Estimation des propriétés réservoirs à partir des propriétés électriques

4.4.1 Porosité, taille de pore/grain, surface spécifique

Le facteur de formation, l'exposant de cimentation ou de saturation sont des propriétés importantes liées à la partie réelle de la conductivité complexe. Ils permettent de caractériser une roche et d'en prédire ses propriétés réservoirs. En effet, ces propriétés ont été beaucoup étudiées, que ce soit dans le domaine du pétrole (Archie, 1942; Winsauer, 1952; Wyllie & Gregory, 1953; Tiab & Donaldson, 2015) ou dans le domaine des eaux souterraines (Biella et al., 1983; Huntley, 1986; Purvance & Andricevic, 2000).

Globalement, le facteur de formation diminue avec la porosité effective (Cerepi, 2004; Olsen et al., 2008; Verwer et al., 2011; Garing et al., 2014; Glover, 2015). Les réservoirs silicoclastiques avec des porosités plus élevées présentent des valeurs de facteur de formation plus basses, contrairement aux carbonates. La variation du facteur de formation est contrôlée par l'exposant de cimentation appelé aussi exposant lithologique. Archie (1942) a défini cet exposant comme un paramètre lithologique qui serait lié, selon lui, au degré de consolidation ou de cimentation de la roche. Cette définition est généralement observée pour les réservoirs silicoclastiques, qui ont des structures porales moins complexes. Il en résulte des valeurs de m comprises entre 1,5 et 2,5 pour les réservoirs silicoclastiques (Glover, 2015; Tiab & Donaldson, 2015).

Plus tard, des études sur des carbonates ont montré que la dépendance de m à la forme des grains et/ou des pores est plus élevée que sa dépendance au degré de cimentation (Wyllie & Gregory, 1953; Salem & Chilingarian, 1999; Al-Ghamdi et al., 2011; Norbistrath et al., 2015). En effet, Salem & Chilingarian (1999) ont lié m à la forme, au type et à la taille des grains ; la forme et taille des pores et aux seuils de pores. Certaines études (Aguilera, 1976; Rasmus, 1983; Focke & Munn, 1987; Lucia, 2007; Al-Ghamdi et al., 2011) ont rapporté aussi l'importance des structures telles que les cavités de dissolution et les fractures qui ont un impact sur l'exposant de cimentation. Ainsi, la géométrie des pores contrôle m et donc par ricochet F . Ces deux propriétés peuvent donc être considérées comme des facteurs de géométrie des pores

(Abousrafa et al., 2009). Pour les carbonates, il est courant d'utiliser un exposant de cimentation moyen et constant égal à 2 (Focke & Munn, 1987; Lucia, 2007). Cependant, comme l'ont montré Focke & Munn (1987), l'exposant de cimentation présente une variation beaucoup plus large et peut atteindre jusqu'à 5. L'équation 88 permet d'obtenir une valeur moyenne de m sur la base d'une régression linéaire entre F et la porosité. Une valeur individuelle pour chaque échantillon peut être obtenue suivant l'équation suivante :

$$m = -\frac{\log(F)}{\log(\Phi)}. \quad (88)$$

Il existe plusieurs relations empiriques qui permettent de calculer m à partir de la porosité, dont les principales appliquées aux carbonates sont répertoriées dans le Tableau 2.

Tableau 2. Relations empiriques pour estimer l'exposant de cimentation

Formule	Reference
$m = \frac{\log a}{\log \Phi}$	Rivero (1977)
$m = \frac{2.2 - 0.035}{\Phi + 0.042}$	Borai (1987)
$m = 1.2 + 0.1286\Phi, (k < 0.1mD)$ $m = 1.4 + 0.0857\Phi, (0.1 < k < 1mD)$ $m = 1.2 + 0.0829\Phi, (1 < k < 100mD)$ $m = 1.22 + 0.034\Phi, (k > 100mD)$	Focke & Munn (1987)
$m = 1.87 - \frac{0.019}{\Phi}$	Shell formula, (Wafra & Nurmi (1987))
$m = \frac{1}{0.36 - 0.08 \ln \Phi}$	Asadollahi et al. (2008)
$m = \frac{2.48 - 0.048}{\Phi - 0.01}$	Hasanigiv & Rahimi (2008)

Les propriétés électriques telles que le temps de relaxation, la chargeabilité ou la conductivité en quadrature, en lien avec les mécanismes de polarisation, ont été aussi utilisées pour prédire les propriétés réservoirs. Certaines de ces relations ont été déjà introduites au niveau des modèles mécanistiques avec l'équation 77 par exemple.

Il existe cependant une incertitude au sein des modèles mécanistiques concernant la définition du paramètre qui contrôle le temps de relaxation, à savoir la taille des grains ou la taille des

pores. Alors que les auteurs (De Lima & Sharma, 1992; Lesmes & Morgan, 2001; Leroy et al., 2008) prônent le premier plus adéquat pour les roches non consolidées, d'autres auteurs (Revil & Florsch, 2010; Revil & Skold, 2011; Florsch et al., 2012; Revil et al., 2014; Niu & Revil, 2016) privilégient plutôt le second pour les roches consolidées. Revil et al. (2012) proposent ainsi de lier le temps de relaxation à la taille de pore caractérisé par la longueur de Johnson :

$$\tau_0 = \frac{\Lambda^2}{2D_+}, \quad (89)$$

Il faut noter que le temps de relaxation issu du modèle Cole-Cole (Figure 24) peut être aussi utilisé dans l'équation 89 (Revil & Florsch, 2010). Par la suite, une distribution des tailles de pores peut être estimée à partir de la distribution du temps de relaxation (Florsch et al., 2012; Niu & Revil, 2016; Panwar et al., 2022).

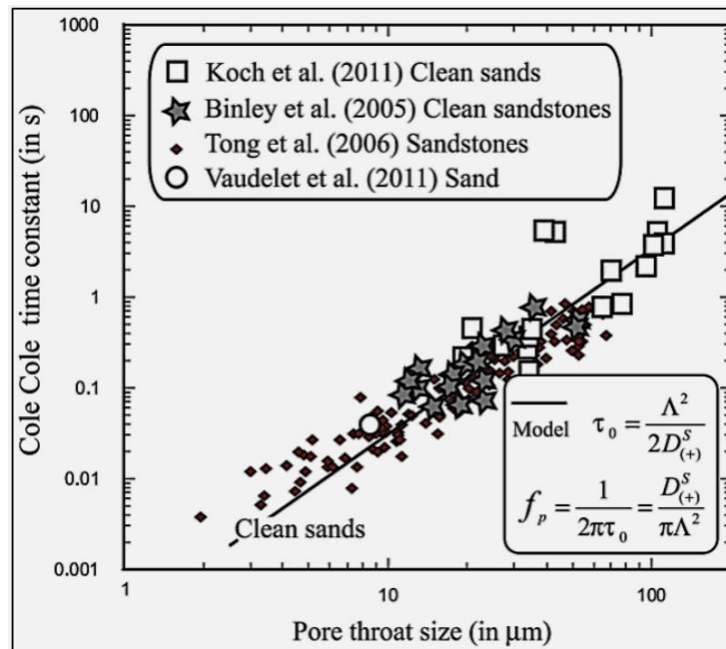


Figure 24. Corrélation entre la taille de pores et le temps de relaxation Cole-Cole, d'après Revil & Florsch (2010).

La chargeabilité et la conductivité en quadrature ont été toutes les deux liées à la surface spécifique (Börner & Schon, 1991; Weller et al., 2010; Revil, et al., 2017; Panwar et al., 2021). Ainsi, il apparaît que l'augmentation de la surface spécifique se traduit par une augmentation de la conductivité en quadrature et de la chargeabilité (Figure 25). Cependant, cette interdépendance est contrôlée par la chimie du fluide poral (Weller et al., 2011).

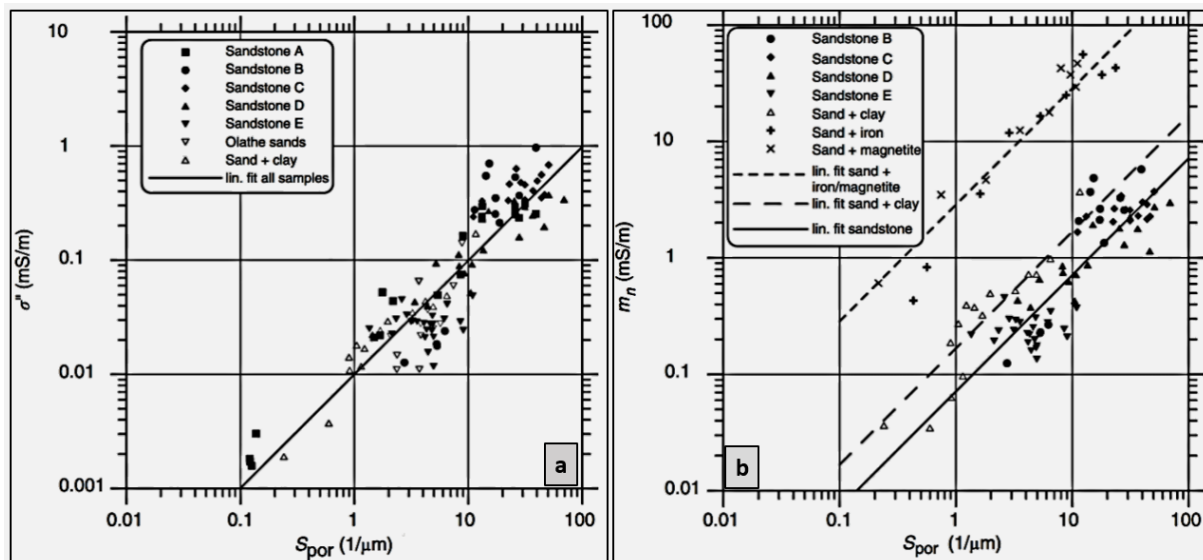


Figure 25. Relation entre la surface spécifique et les paramètres de polarisation, d'après Weller et al. (2013). a) relation entre la surface spécifique et la conductivité en quadrature. b) relation entre la surface spécifique et la chargeabilité.

Toutes ces études concernant le temps de relaxation, la chargeabilité ou encore la conductivité en quadrature ont été majoritairement effectuées sur des réservoirs silicoclastiques consolidés ou non. Peu d'études ont été réalisées sur des échantillons de carbonates. Récemment, Panwar et al. (2021) ont montré que la chargeabilité (plutôt la chargeabilité normalisée, c'est-à-dire la différence de conductivité entre haute et basse fréquence) dans les échantillons de calcaires pouvait être corrélée à la surface spécifique. Panwar et al. (2022) ont montré également que la distribution des tailles de pores obtenue avec le MICP peut être corrélée à celle obtenue à partir de la distribution du temps de relaxation issu des modèles Cole-Cole.

4.4.2 Perméabilité

La perméabilité en tant que propriété dynamique des roches a été également estimée à partir des propriétés électriques. En effet, il est normal de s'attendre à une relation entre la perméabilité et les propriétés électriques, car elles sont toutes les deux contrôlées par la topologie de l'espace poral (Bernabé et al., 2011). Parmi les propriétés électriques, il est courant de trouver dans la littérature une variété de modèles de perméabilité basés sur le facteur de formation et/ou l'exposant de cimentation. Ces modèles de perméabilité peuvent être regroupés en famille selon la manière dont ils définissent l'échelle de longueur géométrique représentant

la taille de pore dominante ou une distribution des tailles des pores, qui contrôle l'écoulement du fluide.

Dans les modèles de percolation représentés par le modèle de Katz et Thompson (KT), l'échelle de longueur géométrique est exprimée en termes de longueur caractéristique, l_c (Katz & Thompson, 1986). Cette longueur caractéristique (Figure 6) a été définie comme le seuil à partir duquel le mercure commence à s'écouler (il correspond au point d'inflexion de la courbe MICP cumulée). Le modèle de perméabilité proposé par KT s'exprime comme suit :

$$k_{KT} = \frac{l_c^2}{227F}. \quad (90)$$

Afin de tenir compte de la conductivité de surface, des auteurs (Johnson et al., 1986; Johnson & Sen, 1988; Johnson & Schwartz, 1989; Schwartz et al., 1989) ont développé des modèles de perméabilité similaires au modèle KT, en utilisant une échelle de longueur dynamique (Λ). La forme générique des modèles SSJ (Schwartz, Sen et Johnson) peut être exprimée comme suit :

$$k_{SSJ} = \frac{\Lambda^2}{a_{SSJ}F}, \quad (91)$$

où a_{SSJ} est une constante d'ajustement et correspond à 8 dans le modèle proposé par Banavar & Johnson (1987). La longueur de Johnson n'est pas une mesure directe de la géométrie des pores, elle peut plutôt être interprétée comme un effet de la structure des pores sur l'écoulement du fluide et peut être considérée comme un rayon effectif des pores, R_{eff} (Cerepi, 2004). Ainsi, lorsqu'on considère le modèle de tubes capillaires, Λ équivaut au rayon de pore et l'équation 96 devient similaire à la relation de Kozeny-Carman où F correspond au rapport entre la tortuosité et la porosité effective. Pape et al. (1987) ont modifié la relation de Kozeny-Carman pour tenir compte de la rugosité et de la nature fractale de la surface interne des roches. Ils ont proposé alors le modèle de PaRIS avec l'expression suivante :

$$k_{PaRIS} = \frac{a_{PaRIS}}{F S_{por}^{3.1}}, \quad (92)$$

où $a_{PaRIS}=475$ lorsque k est en mD et S_{por} ($1/\mu\text{m}$) est la surface spécifique et elle peut être approximée par un rayon pore effectif comme dans l'équation 12 (section 2.3).

Dans le but de déterminer une approximation plus fiable de l'échelle de longueur géométrique, Revil & Cathles (1999) ou Glover et al. (2006) ont défini analytiquement Λ via la taille des grains. Sur la base de cette nouvelle approximation et de l'équation 91, des modèles de

perméabilité liés à la taille des grains peuvent être définis. La forme générique de ce type de modèle peut être exprimée comme suit :

$$k_{grain} = \frac{d_{gr}^2}{bF^3}, \quad (93)$$

où d_{gr} est une mesure de la taille des grains contrôlant la structure des pores et b est une constante qui vaut 8/3 dans le modèle dit RGPZ (Revil-Glover-Pezard-Zamora) développé par Glover et al. (2006). Le modèle RGPZ est un modèle analytique obtenu à partir de $\Lambda = d_{grain}/2mF$:

$$k_{RGPZ} = \frac{d_{grain}^2}{4bm^2F^3}. \quad (94)$$

Il convient de noter qu'il existe un modèle similaire utilisant une approximation différente de Λ proposé par d'autres auteurs (Revil & Cathles, 1999; Revil & Florsch, 2010).

Les modèles de perméabilité utilisés précédemment sont basés sur la définition d'une échelle de longueur géométrique représentative. Les modèles de perméabilité basés sur les paramètres de polarisation (conductivité en quadrature, chargeabilité, temps de relaxation) utilisent quant à eux une échelle de longueur géophysique équivalente (Robinson et al., 2018; Binley & Slater, 2020). Une approche développée par Börner et al. (1996) et Weller et al. (2015) consiste à utiliser la conductivité en quadrature comme proxy de la surface spécifique en raison de la forte relation entre les deux (Figure 25). En utilisant un modèle de perméabilité type Kozeny-Carman, on obtient un modèle basé sur la conductivité en quadrature avec l'expression générique suivante :

$$k_{\sigma''} = \frac{f}{Fg(\sigma'')^h}, \quad (95)$$

où f , g et h sont des paramètres d'ajustement et σ'' en mS/m.

Pour tenir compte de la contrainte électrochimique, Weller et al. (2010) ont défini le concept de polarisabilité spécifique, c_p . Ainsi, le ratio c_p/σ'' correspond à une échelle de longueur géophysique équivalente en remplacement de l'échelle de longueur géométrique. Weller et al. (2015) ont adapté le modèle de Börner et al. (1996) sur la base d'un ensemble de données composé de grès principalement. Les paramètres d'ajustement obtenus après une régression linéaire sont $f=2,66 \times 10^{-7}$ (incluant une valeur de c_p constante pour une conductivité du fluide interstitiel d'environ 100 mS/m), g et h sont respectivement égaux à 5,35 et 0,66 (Figure 26a).

Dans l'équation 95, la conductivité en quadrature définie à fréquence unique (1 Hz), peut être remplacée par la chargeabilité obtenue à partir d'un modèle empirique (modèle de décomposition de Debye) afin d'intégrer l'effet de la fréquence sur σ'' dans l'estimation de la perméabilité. Weller et al. (2015) ont défini alors un autre modèle empirique pour l'estimation de la perméabilité basé sur la chargeabilité normalisée (Figure 26b). Il en résulte une nouvelle expression de la perméabilité :

$$k_{M_n} = \frac{8.69 \times 10^{-7}}{F^{5.38} (M_n)^{0.79}}, \quad (96)$$

où le numérateur intègre également une valeur constante de c_p et M_n en mS/m.

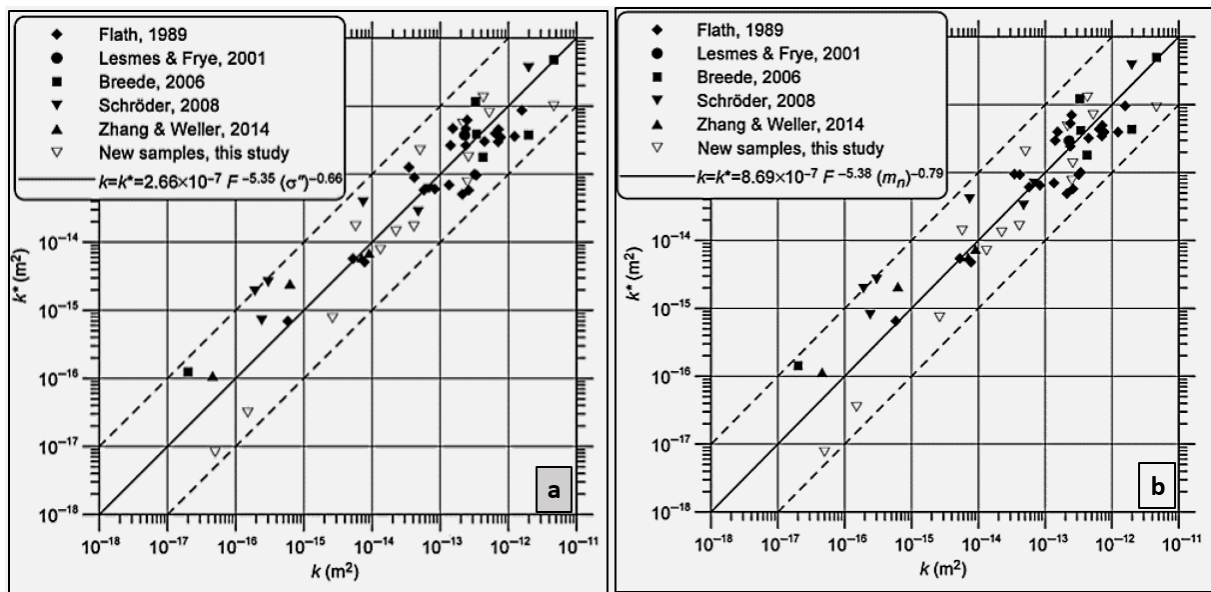


Figure 26. Estimation de la perméabilité à partir des paramètres de polarisation, d'après Weller et al. (2015). a) à partir de la conductivité en quadrature. b) à partir de la chargeabilité normalisée.

A l'instar de la conductivité en quadrature et de la chargeabilité, le temps de relaxation peut être utilisé comme indicateur de la taille des grains ou de la taille des pores pour la prédiction de la perméabilité. De même, comme pour le rapport c_p/σ'' , Revil et al. (2012) ont défini une échelle de longueur géophysique équivalente τD_+ en substitution de l'échelle de longueur géométrique λ . Le coefficient de diffusion (D_+) tient compte ainsi de l'effet électrochimique sur le temps de relaxation. Sur la base des modèles de type percolation et l'équation 89, le modèle de perméabilité suivant est dérivé :

$$k_\tau = \frac{\tau D_+}{4F}. \quad (97)$$

Parmi les différents modèles de perméabilité, seuls les modèles avec une échelle de longueur géométrique ont été testés sur des échantillons de carbonates avec plus ou moins de succès. Nous pouvons citer, par exemple, Cerepi (2004) qui a prédit la perméabilité de diverses carbonates (mudstone, packstone, dolomite) en utilisant les modèles KT et SSJ. La meilleure prédiction est obtenue avec le modèle KT. Tout comme Garing et al. (2014) qui trouvent une bonne prédiction avec le modèle KT en comparaison avec le modèle de PWB. Le modèle de RGPZ a été utilisé par Rashid et al. (2015) et Bohnsack et al. (2020) sur des échantillons de carbonates. Rashid et al. (2015) ont modifié de façon empirique le modèle RGPZ pour l'adapter à ces échantillons de faible porosité. Bohnsack et al. (2020), ont montré que le modèle RGPZ n'offrait pas la meilleure prédiction, comparé à d'autres modèles de perméabilité (modèle de Berg et modèle de Lucia).

A l'instar du chapitre précédent, nous avons présenté dans ce chapitre les différentes propriétés électriques, notamment celles issues de la conductivité électrique complexe. Nous avons ensuite montré la richesse des études pour les milieux silicoclastiques, contrairement aux milieux carbonatés. Ces relations petroélectriques offrent une très bonne prédiction de certaines propriétés réservoirs dont notamment la perméabilité. Certaines relations ont été validées expérimentalement dans des réservoirs simples. Ainsi, ce travail vise à démontrer la pertinence de la conductivité électrique complexe pour la caractérisation des roches carbonatées.

Etant donné les limites évoquées pour les caractérisations petroacoustiques et petroélectriques, il est possible qu'un couplage de ces propriétés complémentaires serait à même de bien caractériser les différentes hétérogénéités présentes dans nos roches et d'apporter ce que ces caractérisations prises individuellement ne peuvent pas apporter.

PARTIE II : MATERIEL ET METHODES

CHAPITRE 5 : PRESENTATION DU SITE D'ECHANTILLONNAGE

5.1 Contexte géologique des Calcaires de Beauce

5.1.1 Stratigraphie

La formation des calcaires de Beauce appartient à l'une des quatre grandes plateformes carbonatées du Bassin Parisien à savoir la plateforme du Grossier, la plateforme de Saint-Ouen, la plateforme de Brie et la plateforme de Beauce. Aujourd'hui, les calcaires de Beauce occupent une grande superficie avec une extension de 160 km du nord au sud et de 130 km de l'est à l'ouest (Lorain, 1973). Les calcaires de Beauce se sont déposés en milieu lacustre voire palustre, à la fin de l'Oligocène (34-23 Ma) jusqu'au début du Miocène-Aquitainien (23-20 Ma) avec le retrait de la mer Stampienne (Ménillet & Edwards, 2000). La formation comprend plusieurs unités de calcaires séparées par des unités marneuses ou silicoclastiques (Figure 27). L'épaisseur moyenne du calcaire de Beauce avoisine les 40 m mais peut atteindre plus de 100 m au centre du bassin (Trautmann, 1974).

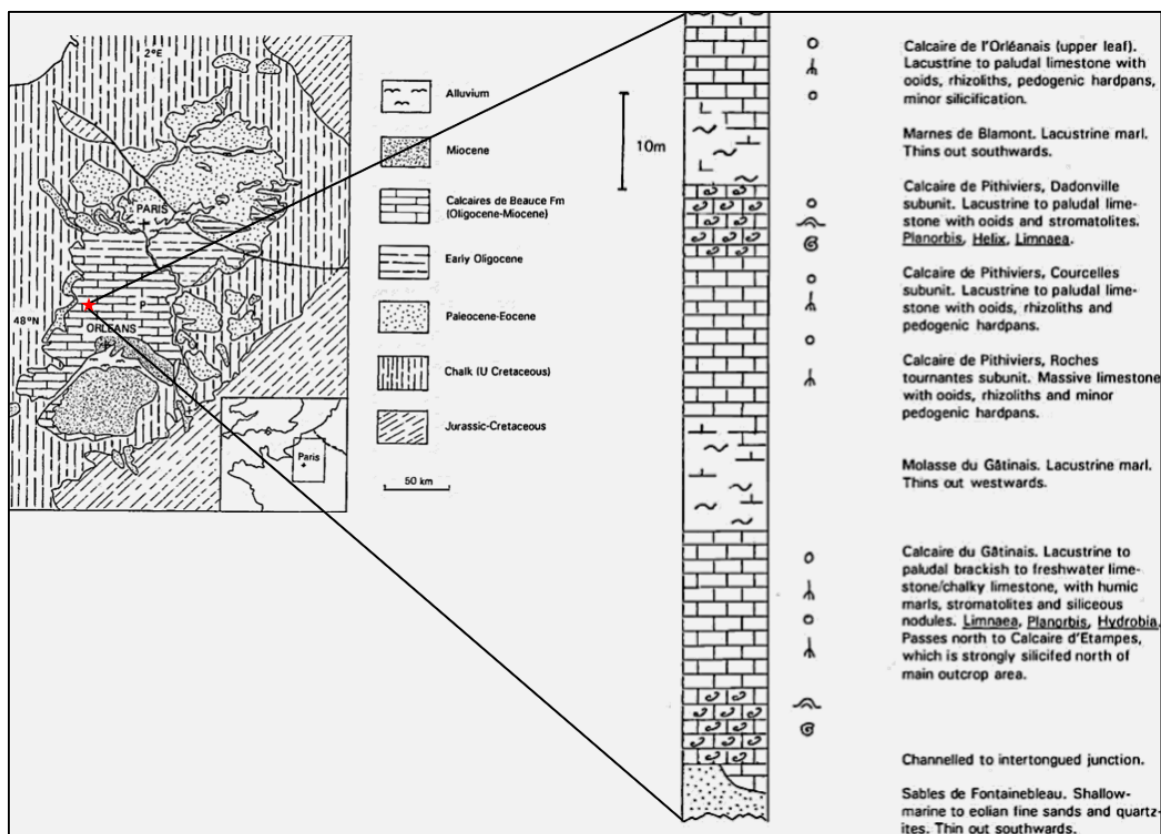


Figure 27. Carte géologique et colonne stratigraphique des calcaires de Beauce, d'après Ménillet & Edwards (2000).

Sur le plan minéralogique, la formation est constituée majoritairement de calcite de type magnésienne avec la présence de certains minéraux détritiques (Ménillet & Edwards, 2000; Aldana et al., 2021). Bien qu'homogène à l'échelle régionale, les calcaires de Beauce présentent une grande complexité et hétérogénéité en termes de lithofaciès et de microstructures avec une grande variation latérale (Trautmann, 1974). En effet, la formation présente des lithofaciès caractéristiques de différents calcaires continentaux, à savoir les calcaires lacustres, palustres et les calcrètes. Néanmoins, Ménillet & Edwards (2000) définissent deux principaux faciès primaires à savoir d'un côté, les faciès micritiques cimentés et microsparitiques et de l'autre les biomicrites (de couleur grise à gris foncé) très abondantes selon les lithofaciès. A ces lithofaciès primaires viennent s'ajouter les lithofaciès de désagrégation et les lithofaciès pédogéniques.

A partir de forages et de travaux antérieurs (Desprez, 1967; Desprez & Mégnien, 1970, 1975), Trautmann (1974) regroupe les nombreux lithofaciès en familles parmi lesquelles on retrouve les faciès carbonatés, les faciès d'altération, les faciès siliceux et les faciès détritiques. Dans les faciès carbonatés, on a entre autres les calcaires compacts à grains fins de couleur beiges à jaunâtres et des calcaires hétéromorphes, principalement des calcaires bréchiques polygéniques ou non.

5.1.2 Tectonique

La formation a subi quelques épisodes tectoniques mineurs, traduits par l'apparition de structures très localisées et par la suite une exhumation au Pliocène-Quaternaire a conduit à une érosion extensive (Ménillet & Edwards, 2000). Les structures telles que des anticlinaux, des fossés et des failles ont été observées par Lorain (1973). Ce dernier pense que ces éléments ont été hérités ou réactivés durant les épisodes orogéniques alpins et pyrénéens. Sur le terrain, Lorain (1973) note également la présence de fractures et fissures organisées autour d'une direction principale nord-sud et N150° (Figure 28).

Les mesures faites sur des formations sous-jacentes (notamment la formation de craie du crétacé supérieur) présentent des directions principales parallèles, ce qui semble dire que ces déformations sont issues de la même tectonique. Cependant, comparée à la tectonique régionale, ces structures ne semblent pas être liées à la présence d'anticlinaux ou de synclinaux. Même si leur origine reste à démontrer, ces fractures et fissures de tailles variables sont présentes à toutes les échelles. En effet, selon Trautmann (1974), il est parfois difficile de distinguer les fractures ou fissures liées à la tectonique de celles liées à l'épisode périglaciaire

(gélifraction) ou à l'exhumation. De plus, d'autres éléments diagenétiques (karsts, cavités de dissolution, transformation minéralogique) liés à l'érosion et à l'altération sont aussi présentes et viennent complexifier la microstructure des calcaires de Beauce. Tout comme les fractures ou fissures, ces éléments diagenétiques ont un impact certain sur l'écoulement des fluides.

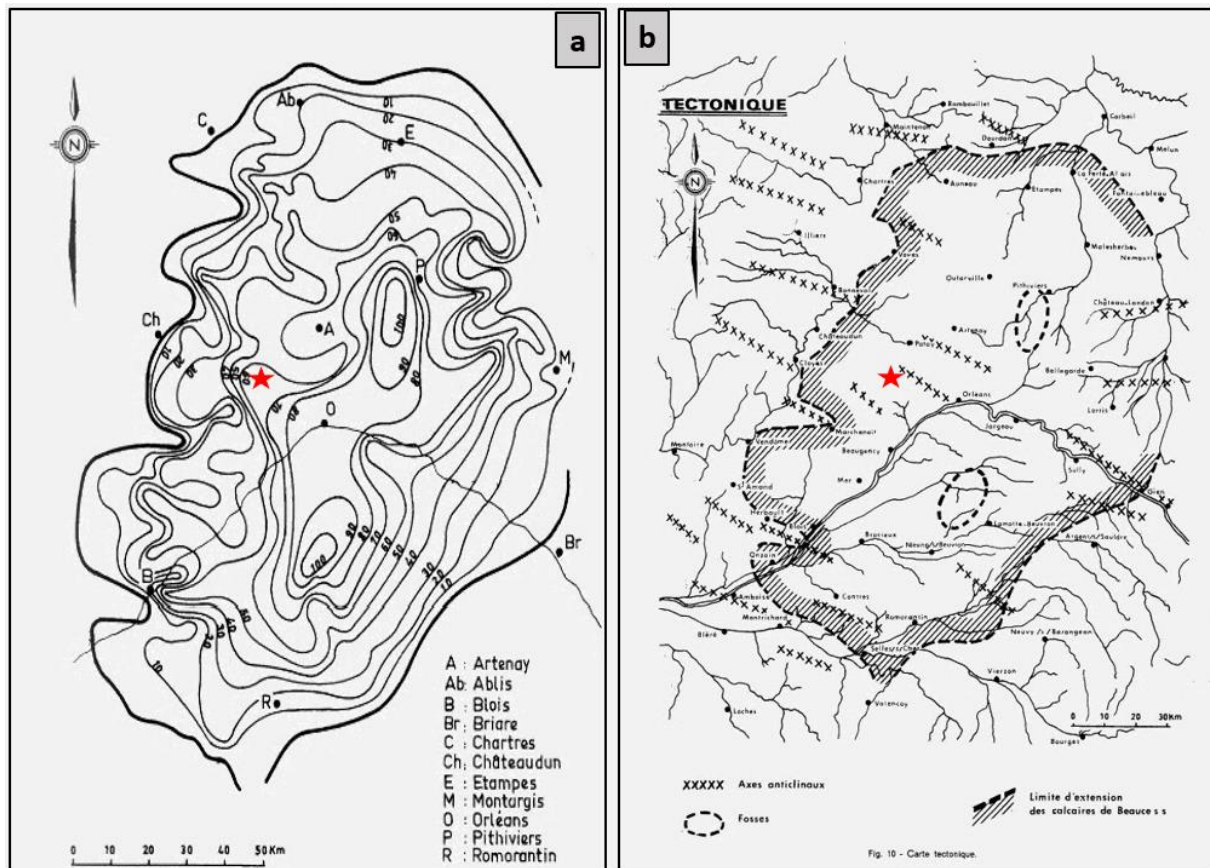


Figure 28. Carte de variation d'épaisseur (a) et carte tectonique (b) des calcaires de Beauce, d'après Lorain (1973). L'étoile rouge représente la localisation de la zone d'étude.

5.1.3 Hydrogéologie et aquifère de Beauce

Les calcaires de Beauce présentent aussi une grande hétérogénéité hydraulique avec une hydrogéologie de surface avec les différents cours d'eau (Loire, Loir, Essonne, Seine...) et une hydrogéologie souterraine de type karstique. L'hydrogéologie souterraine est principalement contrôlée par la présence de fissuration et de réseaux de karsts qui donnent naissance à l'aquifère du même nom. L'aquifère de Beauce, situé au nord de la Loire (Figure 29), s'étend sur près de 9700 km² réparti sur les deux bassins versants de la Seine et de la Loire, et sur les deux régions d'Ile de France et de Centre-Val-de-Loire (de Frutos Cachorro et al., 2017). Il constitue l'un des plus grands réservoirs d'eau souterraine en France. Il alimente les cours d'eau périphérique de la Loire, du Loir, de l'Essonne, de la Seine et du Loing et assure une partie

notable de leur débit d'étiage. La nappe principale est essentiellement renfermée dans la série de l'Oligocène-Miocène, qui recouvre l'ensemble de la Beauce (Desprez & Mégnien, 1975). Il existe également une deuxième nappe, séparée du réservoir principal par des formations marneuses et argileuses. Il s'agit de la nappe inférieure de la série Éocène, située au nord-est.

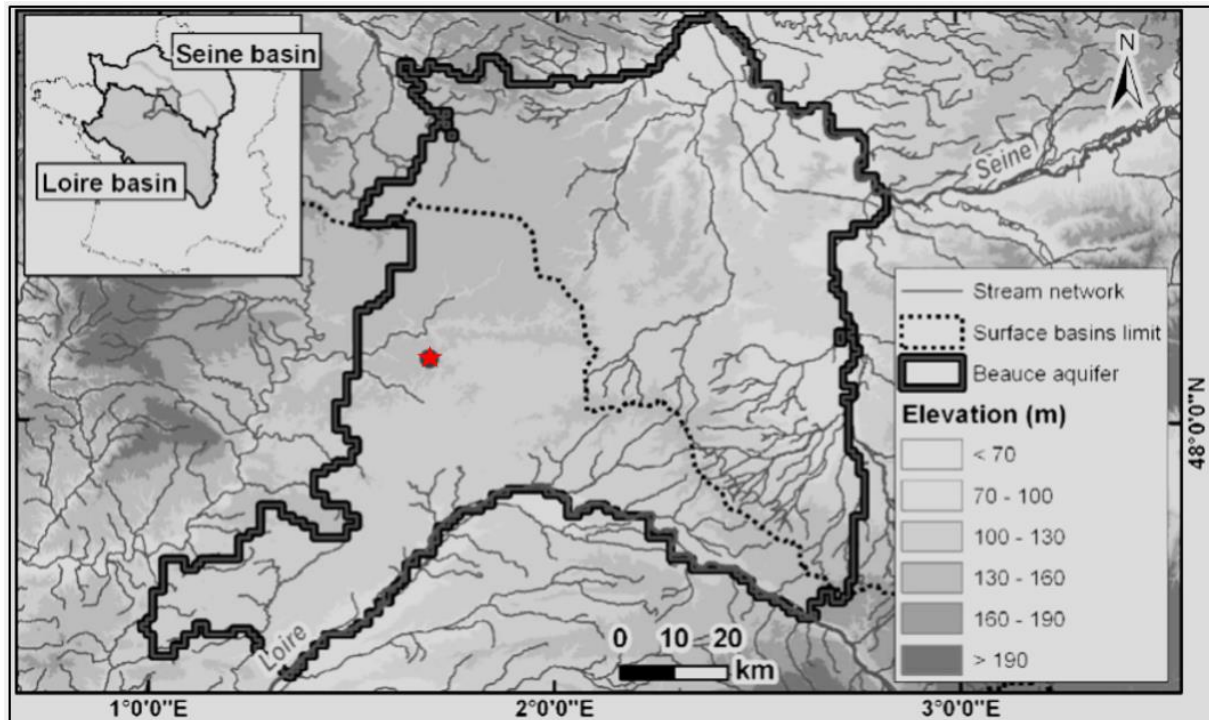


Figure 29. Carte géographique et les limites de l'aquifère de Beauce, d'après Flipo et al. (2012).

5.2 Observatoire des transferts dans la zone non saturée (O-ZNS)

5.2.1 Implantation

L'Observatoire des transferts dans la Zone Non Saturée, inauguré officiellement le 20 septembre 2022, a été mis en place grâce aux concours de plusieurs partenaires stratégiques. L'objectif principal assigné à ce projet est l'acquisition de données innovantes et originales visant à comprendre et à suivre les transferts de masses et de chaleurs dans la zone vadose de l'aquifère de Beauce. En effet, la complexité (mise en exergue par les études antérieures) de cette zone vadose d'un point géologique, géochimique, biochimique, pédologique, hydrologique nécessite la complémentarité de différentes méthodes et disciplines scientifiques. L'O-ZNS est donc une plateforme scientifique qui adopte une approche multidisciplinaire et multi-échelle innovante pour évaluer et surveiller cette zone vadose.

La plateforme expérimentale de l'O-ZNS a été établie dans un domaine agricole localisé à Villamblain, située à 30 km au nord-ouest d'Orléans. La zone a déjà fait l'objet de plusieurs études réalisées le BRGM (Bureau Régional de la Géologie et des Mines) et par INRAE (Institut National de Recherche pour l'Agriculture, l'alimentation et l'Environnement). Ce choix permet ainsi le couplage entre observation scientifique et activités anthropiques. Le site expérimental est constitué d'un puits aux dimensions exceptionnelles (4 m de diamètre et 20 m de profondeur) et de neuf forages (Figure 30). Ce dispositif permettra donc, à terme, un suivi in situ et en temps réel des phénomènes physiques, chimiques et processus biologiques susceptibles d'influencer le transport des solutés dans la zone vadose.

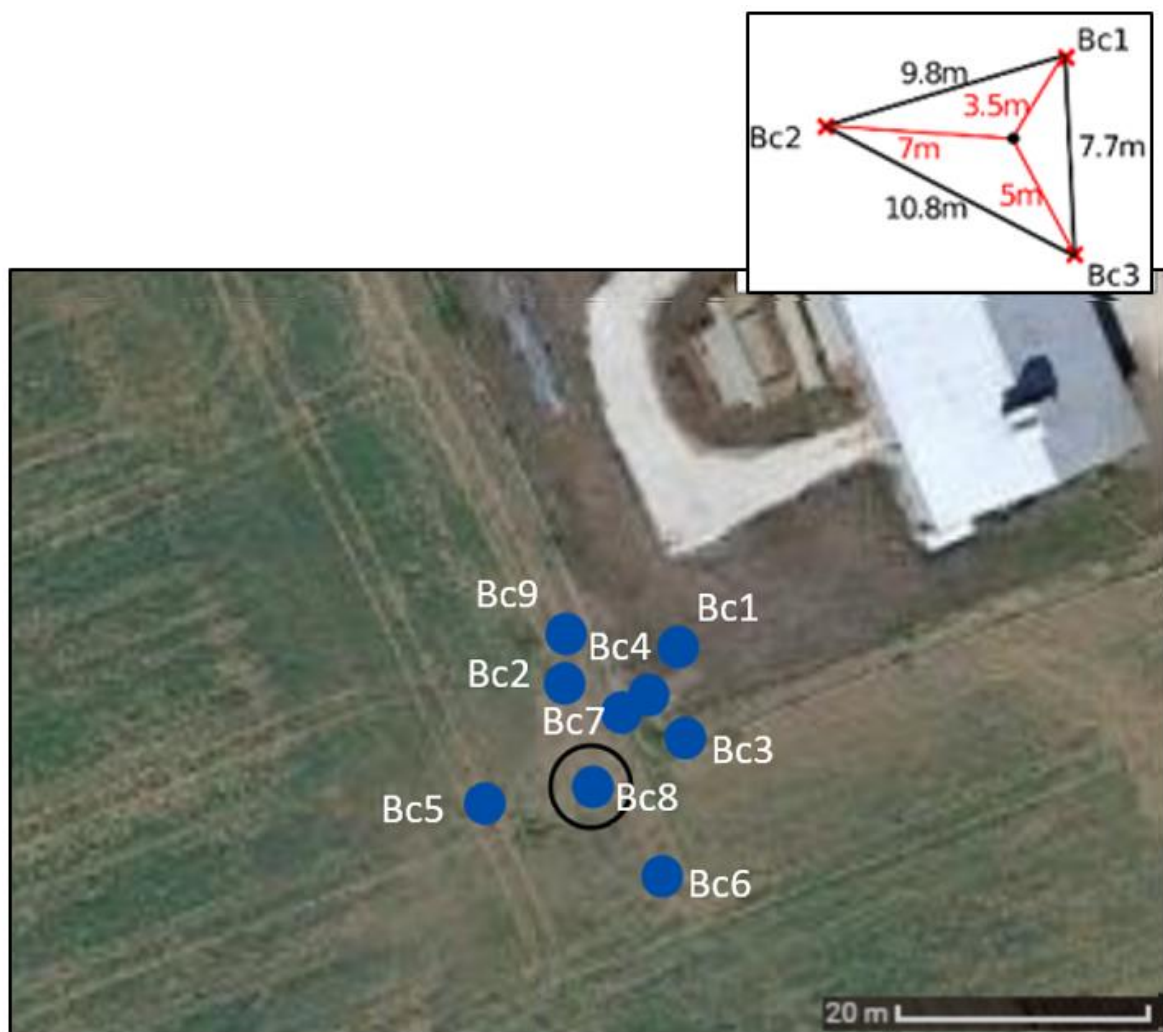


Figure 30. Plan de position du site expérimental de l'O-ZNS. Le cercle noir représente le grand puits creusé à l'été 2021 et les points bleus représentent les forages périphériques (Bc1 à 4 réalisés en 2017 et Bc5 à 9 en 2020).

5.2.2 Données acquises dans le cadre du projet O-ZNS

Depuis le début du projet en 2017, beaucoup de données ont été acquises que ce soit sur le site de l'O-ZNS ou à l'aide des mesures au laboratoire. L'inventaire des données qui suit, s'appuie sur les travaux de Mallet et al. (2022b). Les données de l'O-ZNS peuvent se répartir en trois groupes : données de puits, données de géophysique de surface et données de laboratoire.

5.2.2.1 Données de puits

Dans cette catégorie, on retrouve les diagraphies, les imageries de paroi de forages et les carottes. Les forages, tous intégralement carottés, ont été réalisés suivant deux campagnes de forages (2017 et 2020). Chaque forage varie approximativement entre 20 et 25 m de profondeur. La réalisation des diagraphies et des imageries des puits Bc1 à Bc4 a été confiée à Iduna Environnement SARL (avec la participation des entreprises Lim logging et Soleo). Pour les forages Bc5 à Bc9, elles ont été effectuées par Semm logging. Le forage Bc8 situé au centre du grand puits et a été détruit lors de la construction de ce dernier. Cependant, les carottes et logs réalisés existent toujours. Le Tableau 3 récapitule les différentes diagraphies réalisées lors de chaque campagne.

Tableau 3. Différentes diagraphies acquises sur le site de l'O-ZNS

Puits	Logs
Bc1-4	Diamètre Densité apparente (RHOB) Conductivité électrique (ILM/ILD) Radioactivité naturelle (Gamma ray) Porosité (Neutron) Trajectométrie Imagerie de paroi optique
Bc5-9	Diamètre Densité apparente (RHOB) Conductivité électrique (DIL) Radioactivité naturelle (Gamma-Gamma) Porosité (Neutron) Trajectométrie Imagerie de paroi optique

Il convient de noter que les diagraphies acquises par différentes compagnies peuvent entraîner une différence d'outil, de traitement ou d'interprétation. C'est le cas avec le log Neutron (qui indique la porosité) où deux échelles différentes sont utilisées par chaque compagnie. Entre 0

et 90% pour Iduna environnement et entre -15 et 60% pour Semm logging (cette échelle est plutôt adoptée dans le cas des réservoirs pétroliers). Ceci doit être pris en compte lors des comparaisons entre puits.

5.2.2.2 Données de géophysique de surface

Les mesures géophysiques de surface réalisées depuis le début du projet sont les mesures de conductivités électriques (ERI : Electrical Resistivity Imaging), de vitesses acoustiques (sismique réfraction), de teneur en eau (NMR : Nuclear Magnetic Resonance) et de permittivité (GPR : Ground Penetrating Radar).

Sans être exhaustif, des lignes 2D ERI ont été acquises en 2017, 2018 et des cubes 3D ERI en 2019 et 2020. Ces mesures incluent à la fois des données de conductivité électrique et de polarisation provoquée. Des mesures de conductivité électrique entre forages ont aussi été effectuées par Iduna environnement.

Deux lignes 2D perpendiculaires de sismique réfraction ont été acquises en 2018 avec une fréquence de coupure des géophones de 14 Hz. Les lignes mesurant 144 m de long chacun, ont permis d'obtenir les vitesses V_P correspondant aux premières arrivées d'ondes. D'autres lignes sismiques ont aussi été acquises en 2020.

Les mesures de NMR ont été effectuées en 1D, 2D et 3D en 2017, 2019, 2020 et désormais tous les mois, depuis novembre 2023. Concernant les mesures GPR, elles ont été effectuées en 2019 entre les différents forages (Bc1-2 ; Bc2-3 et Bc3-1). Il s'agissait de mesures 1D, dont les pointés de premières arrivées a permis d'obtenir la permittivité diélectrique.

Il faut noter que des données hydrologiques (mesures piézométriques par exemple) et d'autres mesures géophysiques non présentées sont continuellement acquises sur le site de l'O-ZNS.

5.2.2.3 Données de laboratoire

Les données de laboratoire concernent les mesures sur échantillons prélevés à différentes profondeurs. Ces analyses ont débuté avec une série de mesures réalisée par le groupe Antea. Trois forages (Bc1, Bc2 et Bc3) étaient concernés avec environ 20 échantillons par forage avec un pas d'échantillonnage de 0,5 à 1 m. Suivant la nature de l'échantillon (consolidés ou non consolidés), les analyses suivantes ont été réalisées : description de sol, identification de sol, analyse granulométrique, essai de sédimentométrie, essai au bleu de méthylène, mesures de porosités et masses volumiques, mesures des vitesses V_p et V_s , essais mécaniques (compression uniaxiale, résistance à la traction, compression triaxiale) et teneur en carbonates.

D'autres nouvelles analyses de laboratoire ont été aussi réalisées dans le cadre des différents projets de recherches (stages, thèses, postdoc) qui ont succédé au travail du groupe Antea.

Toutes ces différentes données présentées sont en train d'être répertoriées et classées dans une base de données qui permettra une meilleure exploitation. En attendant, divers projets de recherche sont en cours ou certains déjà publiés dans divers domaines appliqués à la caractérisation de l'O-ZNS telles qu'en hydrologie (Aldana et al., 2021; Isch et al., 2022), en géomécanique (Mallet et al., 2022a), en instrumentation de site (Abbar et al., 2022), en géophysique de surface (Abbas et al., 2022; Mallet, et al., 2022b; Ryckebusch et al., 2023), en géologie et modélisation numérique des affleurements (Laurent et al., 2023, Moreau et al., 2024) et en pétrophysique (Yacouba et al., 2022, 2023, 2024).

5.2.3 Synthèse des études réalisées dans le cadre du projet O-ZNS

Bien avant la plateforme O-ZNS, les calcaires de Beauce ou l'aquifère de Beauce ont été étudiés par le passé par le BRGM ou l'INRAE (Desprez & Mégnien, 1975; BRGM, 1995, 1997; Seguin, 1987) ou dans le cadre de projets hydrologiques (Ould Mohamed, 1995; de Frutos Cachorro et al., 2017; Flipo et al., 2012).

Cependant, les études récentes de l'O-ZNS offrent une possibilité d'intégration de plusieurs disciplines et méthodes. De manière globale, ce qui ressort de ces études, est l'extrême complexité et hétérogénéité des calcaires de Beauce et de sa zone vadose. Dans la zone de Villamblain, la formation des calcaires de Beauce commence à environ 2 m (avec une unité connue sous le nom de calcaires de Pithiviers) pour atteindre jusqu'à 25 m de profondeur. La formation peut être subdivisée en trois lithofaciès (sol, calcaire altéré et calcaire consolidé) sur la base d'observations directes sur carottes et imagerie de paroi. Mallet et al. (2022a) proposent ainsi un log lithologique correspondant à la zone de Villamblain (Figure 31). Le niveau actuel de la nappe phréatique varie entre 17 et 20 m de profondeur selon les saisons.

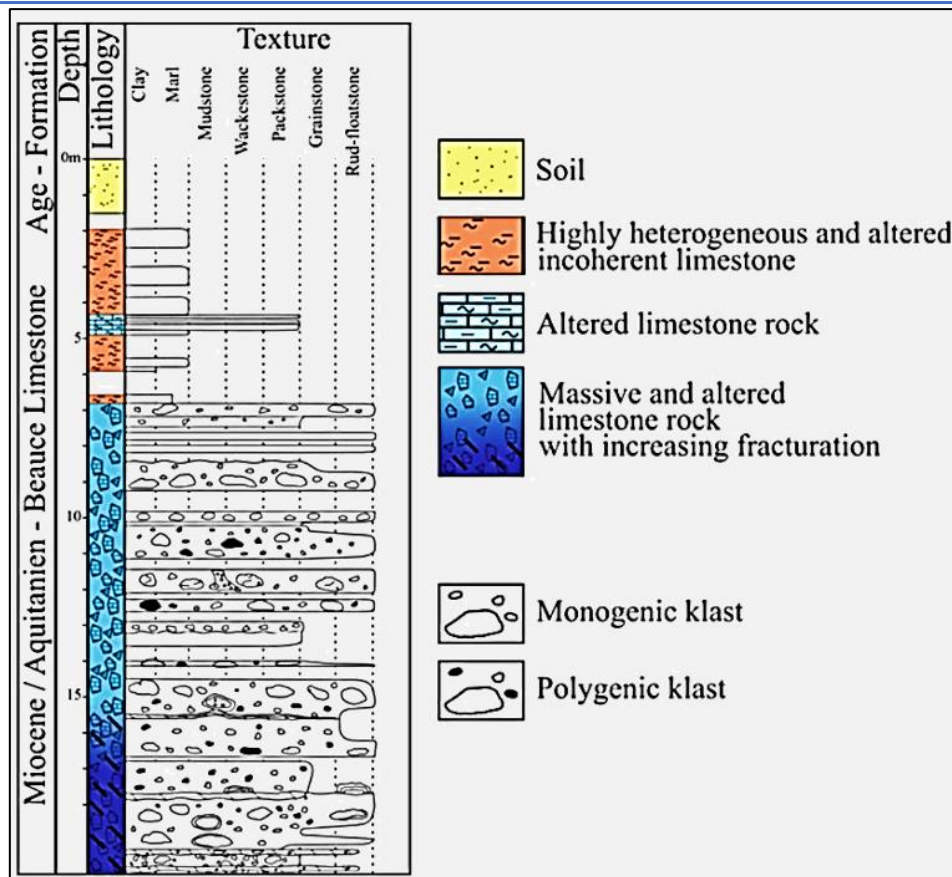


Figure 31. Proposition de colonne lithologique des calcaires de Beauce au niveau du site expérimental, d'après Mallet et al. (2022a).

Dans le détail, l'une des premières publications de l'O-ZNS depuis sa mise en place, est celle de Aldana et al. (2021) qui a porté sur le lien entre propriétés hydrauliques et caractéristiques minéralogiques et géochimiques de la zone vadose. Leurs résultats montrent que la partie consolidée (> 6 m de profondeur) est constituée de calcite à plus de 90% et cette valeur diminue au fur et à mesure de l'altération jusqu'à atteindre 10% dans les sols. La calcite est donc progressivement remplacée par d'autres minéraux détritiques (argiles et quartz) dont le palygorskite (caractéristique des zones non saturées) est le plus abondant (Figure 32). L'observation au MEB a permis de mettre en évidence la présence de cavités de dissolution (< 5 mm), de fractures (>> 1 mm), de fissures (> 1 mm) et aussi de microfissures (environ 15 μm). La conductivité hydraulique saturée et non saturée ainsi que la rétention d'eau de plusieurs échantillons (issus majoritairement du puits Bc3) ont été mesurées à l'aide d'un système triaxial non conventionnel. Ces données ont ensuite permis de simuler un écoulement de fluide 1D sur une période de 52 ans avec le logiciel HYDRUS-1D. Cette simulation a montré une disparité entre la partie non consolidée (sol + calcaire altéré) et la partie consolidée en termes de

perméabilité. En effet, la partie consolidée présente une grande hétérogénéité avec la présence de fractures/fissures et microfissures qui influencent la perméabilité.

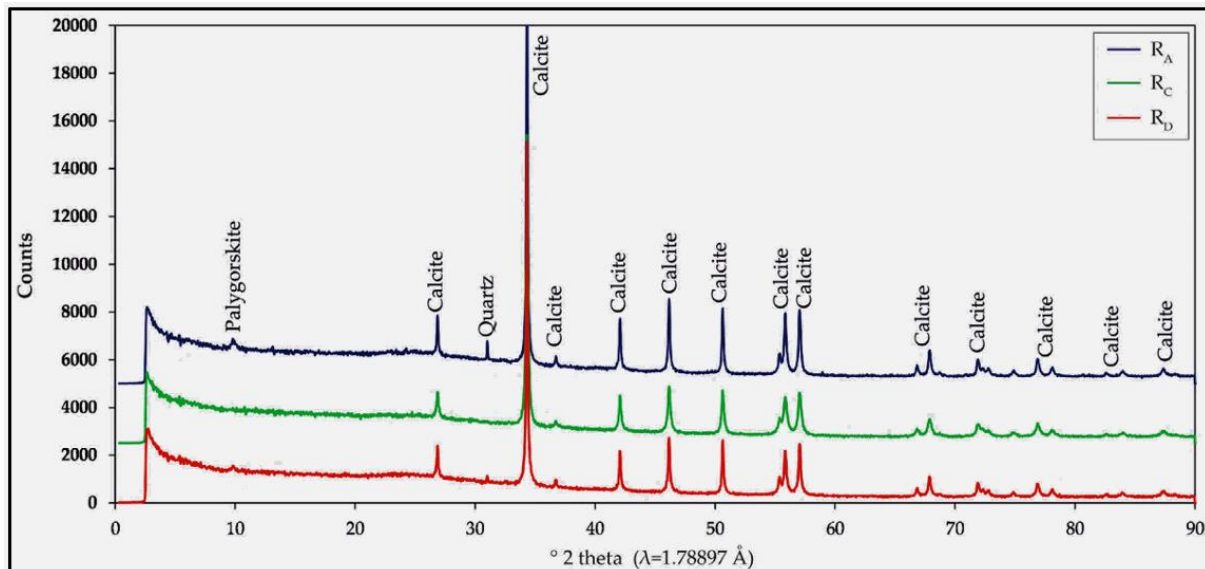


Figure 32. Composition minéralogique (DRX) des échantillons prélevés dans la partie consolidée, d'après Aldana et al. (2021).

De leur côté, Mallet et al. (2022a ; 2022b) ont mené des études sur la corrélation entre propriétés de transports et propriétés géomécaniques d'une part, et caractérisation à grande échelle basée sur une approche multiméthode. L'étude de Mallet et al. (2022a) a porté uniquement sur la partie consolidée de la zone vadose avec 34 échantillons (considérés homogènes à l'échelle du VER) issus des trois puits (Bc1, 2 et 3). Les mesures de vitesses acoustiques (V_p et V_s) et des essais uniaxiaux et triaxiaux ont rassemblés sur ces différents échantillons. Leurs résultats montrent une grande variabilité des propriétés géomécaniques. La comparaison entre le module de Young statique et dynamique met en lumière la double porosité (pores et fissures) des différents échantillons. La porosité de fissure déterminée à partir de la densité de fissures augmente avec la profondeur, pour atteindre une valeur maximale autour de 19 m de profondeur. Aussi, pour les échantillons qui ont une porosité ou une densité de fissures élevée, il existe une corrélation avec la perméabilité.

L'étude de Mallet et al. (2022b) est basée sur le couplage de plusieurs méthodes géophysiques de surface et de puits (électrique, sismique, radar, résonance magnétique) combinées aux observations directes. Les profils de résistivité électrique et de sismique réfraction (Figure 33) illustrent, à grande échelle, la présence des trois couches lithologiques distinctes. Une première couche de moins de 2 m, avec une valeur de résistivité de $20 \Omega\text{m}$ et une vitesse V_p de moins de

500 m/s. Une deuxième couche correspondant au calcaire altéré contenant de l'argile entre 2 et 7 m de profondeur, de résistivité 120 Ωm et de vitesse V_p variant entre 500 et 1200 m/s. Et finalement la dernière couche coïncide avec le calcaire consolidé avec une vitesse qui atteint 3500 m/s et une résistivité de 500 Ωm (cette résistivité élevée n'est pas sensible à la présence de la nappe due à la résolution et aux méthodes d'inversion). Comparée aux mesures de surface, les données de géophysique de puits (résistivité, permittivité et teneur en eau) offrent une meilleure résolution et donc montrent plus de variabilité verticale. Mallet et al. (2022a, 2022b) soulignent d'une part l'importance de coupler ces deux types de méthodes pour une bonne caractérisation de la zone vadose et d'autre part l'utilisation de modèles pétrophysiques adaptés aux calcaires de Beauce.

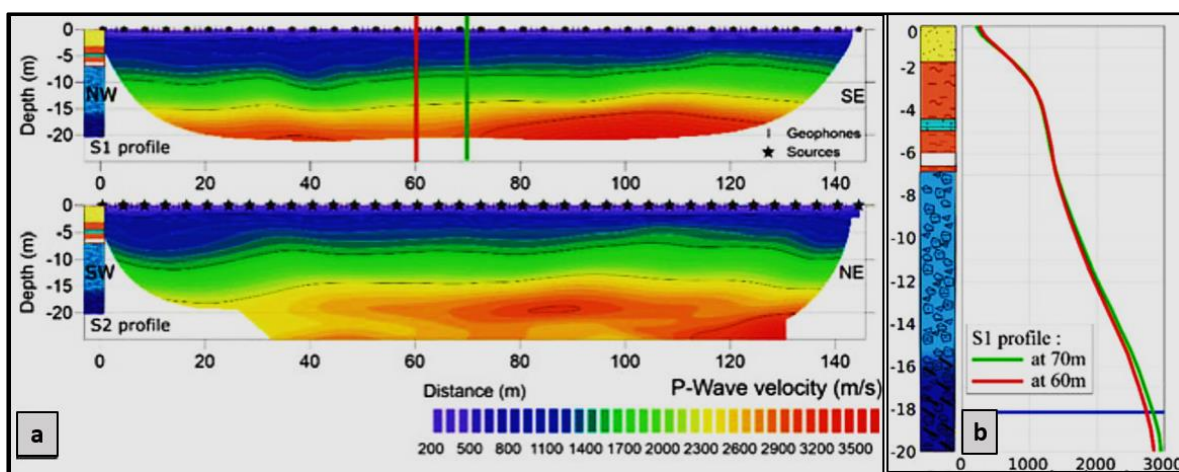


Figure 33. Variation des vitesses V_p au niveau de la zone d'étude, d'après Mallet et al. (2022b). a) Deux profils perpendiculaires de sismique réfraction. b) logs de vitesses issus du profil S1.

De leur côté, Abbas et al. (2022) ont travaillé sur l'estimation des paramètres pétrophysiques en se basant sur une inversion conjointe. Les paramètres recherchés sont les deux paramètres du modèle modifié d'Archie et du modèle de CRIM (Complex Refractive Index Model) qui relie respectivement la résistivité électrique ou la permittivité diélectrique à la porosité et la saturation en eau (Glover, 2015). L'inversion est basée sur la recherche des combinaisons de paramètres pétrophysiques qui procurent le meilleur résultat entre les données mesurées et celles simulées à partir de la teneur en eau obtenue de HYDRUS-1D. Les résultats montrent pour le modèle modifié d'Archie des valeurs comprises entre 0,6 et 0,8 pour a et entre 1,47 et 1,60 pour m . Cette approche démontre la relation entre paramètre géophysique et hydrogéologique. Cependant, elle dépend largement des modèles pétrophysiques utilisés et de la simulation 1D qui elle-même souffre de plusieurs limitations, comme évoquées par Isch et al. (2022). On voit encore une fois, la nécessité d'un calage au laboratoire des différents

modèles pétrophysiques et la caractérisation fine des propriétés réservoirs tels que la porosité et la perméabilité.

Enfin, la plateforme O-ZNS vise également à évaluer les performances de divers instruments dédiés aux mesures non destructives et au monitoring de la zone vadose, comme le montre la . C'est dans ce sens que, la fibre optique a été choisie et installée en 2020 comme méthode de monitoring. Abbar et al. (2022) offre ainsi un état de l'art de cette technologie prometteuse qui est en cours de développement dans le domaine environnemental et offre beaucoup de possibilités.

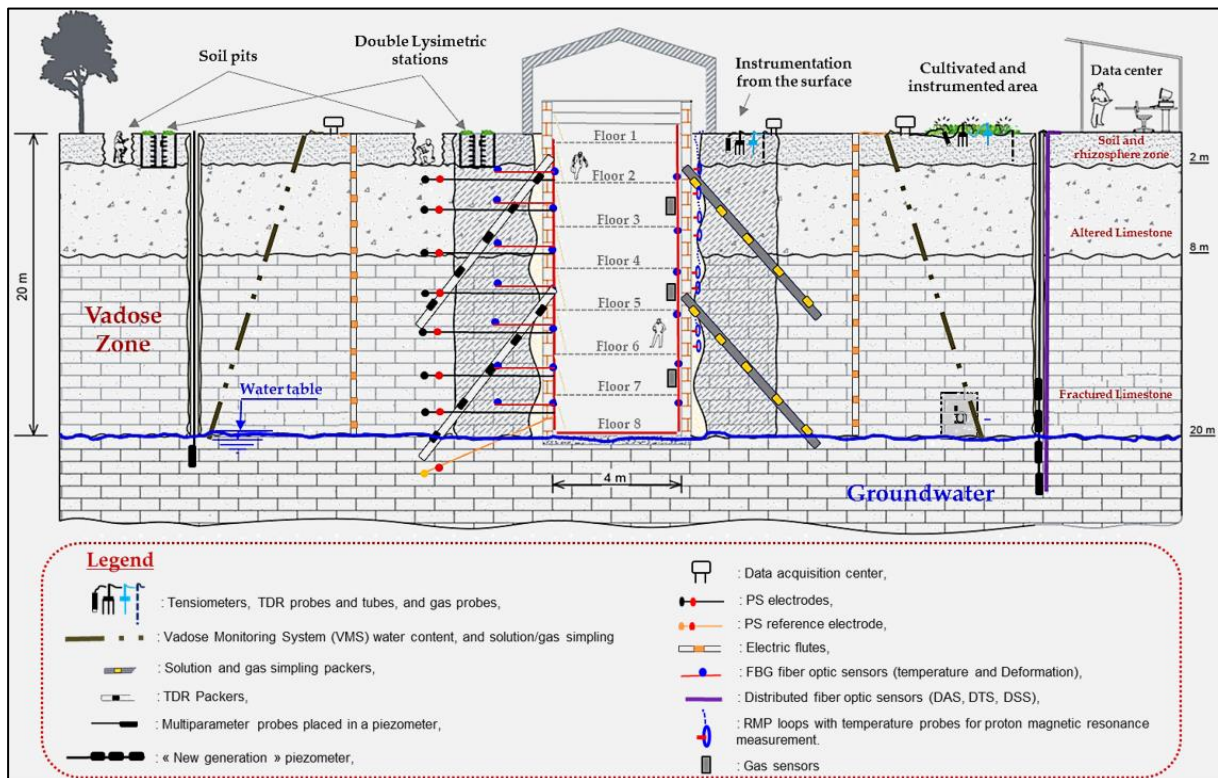


Figure 34. Vue schématique des instruments installés ou à installer pour le monitoring du site de l'O-ZNS, d'après Abbar et al. (2022).

Ce chapitre présente le contexte géologique de la plateforme O-ZNS choisie comme lieu d'échantillonnage de carbonates particulièrement hétérogènes qui permettront de répondre à nos problématiques pétrophysiques. En effet, cette formation des calcaires de Beauce, déposée dans un environnement lacustre à palustre, qui a subi quelques évènements tectoniques et plusieurs épisodes d'érosions, ce qui lui confère une structure et microstructure très hétérogène et complexe.

Le contexte général de l'étude a été aussi abordé au travers des objectifs de l'O-ZNS qui sont de comprendre cette zone vadose complexe en s'appuyant sur des études pluridisciplinaires. En ce sens, une synthèse des études réalisées dans ce cadre a aussi été présentée. Ces études mettent en avant la complexité des calcaires de Beauce et la difficulté de coupler mesures géophysiques et hydrogéologiques, d'où la nécessité des études pétrophysiques au laboratoire.

CHAPITRE 6 : APPROCHE METHODOLOGIQUE

6.1 Echantillonnage

6.1.1 Analyse qualitative des logs

Afin de répondre aux problématiques de la thèse portant sur la caractérisation des propriétés réservoirs de carbonates aux complexités variées, notre stratégie d'échantillonnage s'est basée sur une analyse qualitative des logs pour identifier différentes zones d'intérêts. Il est cependant vrai qu'une étude sédimentologique détaillée (sur les carottes ou lames minces) auraient permis une meilleure corrélation lithostratigraphique. Cette étude sera apportée en contribution à la plateforme O-ZNS plus tard, avec une thèse ayant commencé sur ce sujet depuis novembre 2023. En attendant, l'analyse qualitative des logs a déjà permis d'identifier différents faciès présentant des caractéristiques pétrophysiques différentes. Cinq forages Bc1, Bc4, Bc7, Bc8 et Bc5, formant un pseudo-axe nord-sud croisant le puits central (lieu d'échantillonnage), avec leurs différents logs tels que le diamètre, la porosité, la densité apparente et la conductivité électrique ont été considérés. Un aperçu des logs de ces forages est disponible en Annexe (Annexe 1-5).

Il est important de noter que ces faciès définis correspondent à des pétrofaciès ou électrofaciès et non pas à des lithofaciès ou des faciès stratigraphiques. Dans la suite de ce manuscrit, le terme faciès sera utilisé par souci de simplification. Pour des besoins de discussion lithologique, nous préciserons le terme en parlant de lithofaciès.

Forage Bc1

Dans ce forage, le niveau des calcaires consolidés est situé entre 7 et 18 m de profondeur. Il s'agit d'un calcaire massif avec des intercalations de calcaires fracturés ou plus ou moins meubles. Ce niveau de calcaire se caractérise par une diminution de la résistivité et une augmentation de la densité apparente et de la porosité comparé au niveau sus-jacent (0-7 m). Globalement, les paramètres pétrophysiques restent constants dans ce niveau, avec une légère variation entre 13 et 14 m de profondeur (la densité diminue, la porosité et le diamètre augmentent).

Forages Bc4 et 7

Dans le forage Bc4, le calcaire consolidé se trouve entre 7 et 20 m de profondeur. Comme pour le forage Bc1, ce niveau de calcaire se distingue clairement du niveau sus-jacent, spécialement sur les logs de résistivités qui décroissent à partir de 7,50 m de profondeur. Une légère variation

entre 15,5 et 16,5 m de profondeur est observée. La densité diminue légèrement tandis que la porosité et le diamètre augmentent. Plus bas, les logs reprennent des valeurs presque constantes.

Dans le forage Bc7, on y observe quelques nuances : le niveau de calcaire consolidé est situé entre 7 et 21 m de profondeur. Une intercalation de niveau légèrement différent est également observée à 13,5 m et entre 15,7-16,7 m de profondeur.

Forages Bc5 et 8

Dans ces forages, le niveau de calcaire consolidé est situé entre 5,5 et 19 m de profondeur. Ce niveau peut être subdivisé en trois avec un niveau de calcaire moins massif entre 12.5 et 13.5 m. La particularité du forage Bc8 est qu'il a été réalisé au centre du grand puits. Ces diagraphies ont donc un intérêt plus important pour nous, notamment lors de la comparaison avec les mesures de laboratoire. On y observe le calcaire à échantillonner entre 6 et 19 m de profondeur, on remarque également un niveau de faible densité et de porosité élevée entre 12,5 et 13,5 m.

6.1.2 Corrélation puits-puits et définition des pétrofaciès

Les niveaux de calcaires peuvent légèrement varier en fonction des forages. Afin de suivre la continuité latérale des différents niveaux de calcaires définis, une corrélation puits-puits purement pétrophysique a été réalisée. La Figure 35 montre un schéma simplifié avec les pseudo-lithologies majeures définies par les compagnies de forages au niveau de chaque puits.

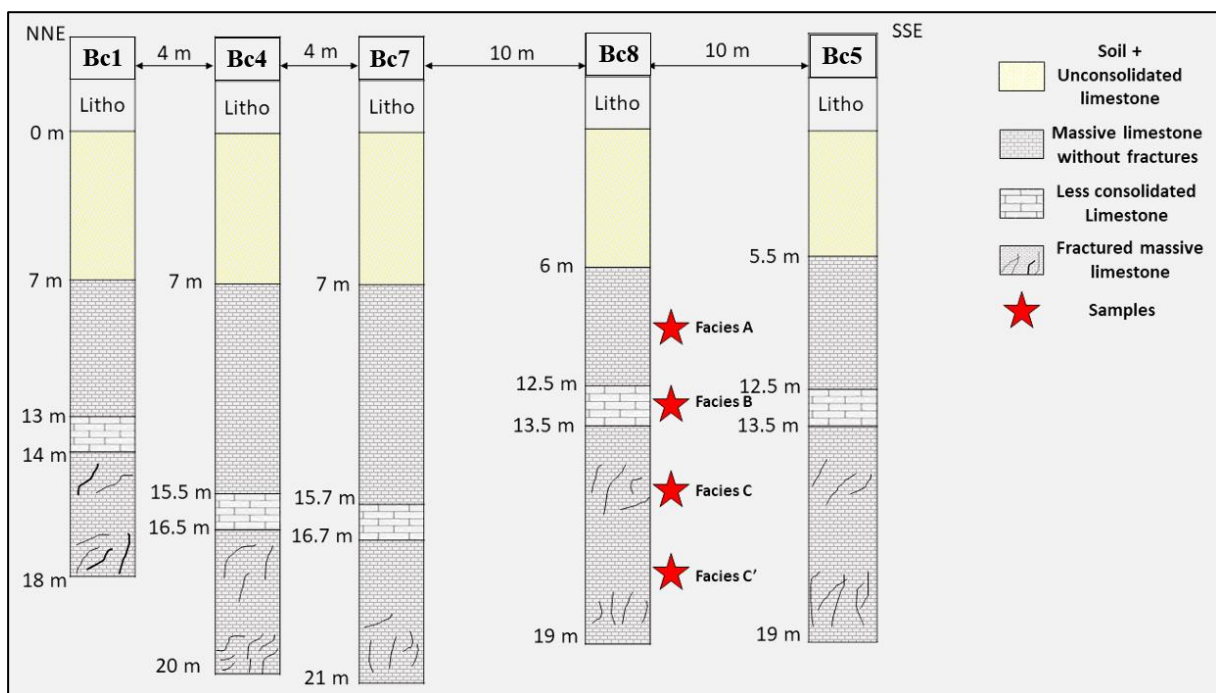


Figure 35. Corrélation entre les cinq forages utilisés pour la définition des pétrofaciès.

Sur la Figure 35, on remarque que le premier niveau (sol + calcaire non consolidée) est plutôt constant et garde la même épaisseur tandis que, les niveaux de calcaires massifs ou peu massifs varient en épaisseur sur des distances relativement faibles, ce qui témoigne éventuellement d'une grande hétérogénéité latérale. On note pour le forage Bc4 que le niveau de calcaire peu massif est plus profond de 2 m. Néanmoins, cette variation semble n'être que locale. Par conséquent, en récapitulant, on a :

- Niveau de calcaire massif sans fractures, localisé entre 6 et 12,5 m désigné faciès A ;
- Niveau de calcaire peu massif ou meuble, situé entre 12,5 et 13,5 m désigné faciès B ;
- Niveau de calcaire massif fracturé compris entre 13,5 et 19 m de profondeur. Pour ce dernier niveau, nous avons choisi de sélectionner des échantillons à deux profondeurs différentes afin d'assurer un échantillonnage fin et de couvrir différents degrés de fracturation comme le suggèrent Mallet et al. (2022a). Nous avons alors obtenu un faciès C entre 14,5 et 16 m et un faciès C' entre 17 et 17,5 m.

Tableau 4. Listes des différents échantillons, leurs caractéristiques et mesures pétrophysiques réalisées

Faciès	Nombre	Profondeur (m)	Diamètre (cm)	Longueur (cm)	Méthode d'analyse
A15	2	7.80-8.50	1.49	1.65	Porosité mercure
A25	2	7.80-8.50	2.50	5.00	Triple pesée
A40	2	7.80-8.50	4.00	9.20	Perméabilité Acoustique
					Conductivité complexe
B15	2	11.80-13.10	1.46	1.72	Porosité mercure
B25	2	11.80-13.10	2.50	4.70	Triple pesée
B40	2	11.80-13.10	4.00	10.05	Perméabilité Acoustique
					Conductivité complexe
C15	2	14.50-15.90	1.45	1.71	Porosité mercure
C25	2	14.50-15.90	2.50	5.10	Triple pesée
C40	2	14.50-15.90	4.00	10.10	Perméabilité Acoustique
					Conductivité complexe
C'15	2	17.0-17.50	1.44	1.78	Porosité mercure
C'25	2	17.0-17.50	2.50	5.30	Triple pesée
C'40	2	17.0-17.50	4.00	10.40	Perméabilité Acoustique
					Conductivité complexe

Au total, 24 échantillons cylindriques, dont six par faciès, ont été carottés à partir de blocs de calcaires provenant du puits principal. Les 24 échantillons sont subdivisés en 3 groupes selon leurs diamètres (1,5, 2,5 et 4 cm de diamètre) et leurs longueurs correspondantes (Figure 36). Le Tableau 4 répertorie le code, le faciès, la profondeur, le nombre, la taille de chaque groupe d'échantillons ainsi que les mesures réalisées, dont les protocoles sont décrits dans les sections suivantes selon les quatre analyses visées : l'analyse de microstructure (section 6.2), des

propriétés de transport (section 6.3), acoustiques (section 6.4) et électriques (section 6.5). Il faut également retenir de cet échantillonnage que bien que la profondeur de provenance des échantillons soit incertaine, tous les échantillons d'un même faciès proviennent d'un même bloc.



Figure 36. Photographie des différents échantillons du faciès C prélevés dans le cadre de cette étude.

6.2 Analyses de microstructures par observation directes à différentes échelles

6.2.1 Photogrammétrie

La technique de photogrammétrie (voir équipement en Annexe 6) consiste à reconstruire, par stéréoscopie, une image 3D d'un objet à partir de plusieurs photographies prises sous différents points de vue complémentaires. L'appareil de photo utilisé est un appareil SONY A7-RIV avec une résolution de 61 M pixels et un objectif fixe de 35 mm. Le traitement a consisté à suivre un workflow prédéfini qui commence par le repositionnement des images 2D en comparant quelques points remarquables ou points de rattachement. Ensuite, un nuage dense de points a été obtenu à partir duquel l'image 3D de l'échantillon est reconstruite. Enfin, nous avons transformé les images 3D en orthomosaiques, qui sont une projection sans distorsion de l'objet 3D dans le plan selon un axe défini. Le traitement de photogrammétrie a été réalisé grâce au

logiciel Agisoft Metashape Pro®. Grâce à la photogrammétrie, les images 3D et les orthoimages des différents échantillons de 4 cm de diamètre ont été obtenues ce qui a permis une description macroscopique à l'œil nu.

6.2.2 Tomographie

La tomographie aux rayons X ou CT-scan (Computed Tomography) est une technique qui permet une représentation 3D (tomogramme) de la structure externe et interne d'un échantillon. Le principe (Figure 37) consiste à envoyer un faisceau de photons provenant d'une source de rayons X à travers l'échantillon et un détecteur mesure le faisceau de rayons X résultant qui a interagi avec l'échantillon (Sakellariou et al., 2004; Remeysen & Swennen, 2008; Cnudde & Boone, 2013). Ensuite, le faisceau de rayons X obtenu est converti en image numérique 2D (appelée radiographie) basé sur l'atténuation de l'intensité du faisceau de rayons X. Une série de radiographies est acquise par rotation de l'échantillon afin de générer un tomogramme par reconstruction à l'aide d'algorithmes dédiés (Sakellariou et al., 2004). Les données sont stockées sous forme d'une pile de tranches 2D en niveau de gris 16 bits pour une visualisation rapide.

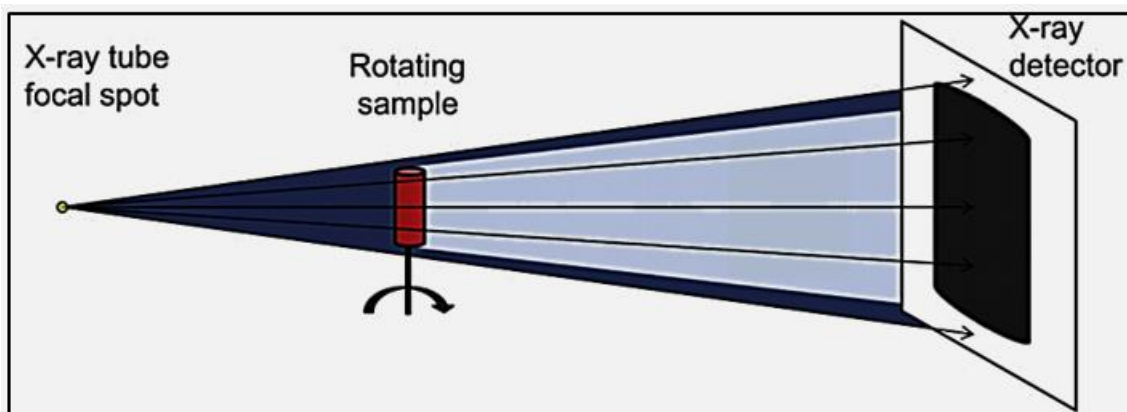


Figure 37. Schéma du dispositif et principe d'acquisition en tomographie, d'après Cnudde & Boone (2013).

Pour notre étude, nous avons utilisé le scanner UltraTom (avec une résolution maximale de 0,4 μm) de RX Solutions (voir en Annexe 7) et son logiciel dédié à la reconstruction d'images. Sur la base de la configuration standard en laboratoire (Cnudde & Boone, 2013), les grossissements (contrôlant la résolution) peuvent être définis en traduisant la position de l'échantillon le long de l'axe source-détecteur. Par conséquent, la résolution réalisable est un compromis entre la taille du point focal et la taille de l'échantillon. Pour les échantillons de 4 cm de diamètre, la résolution correspond à la taille minimale d'un voxel (plus petit point du

volume 3D), soit 20 μm en moyenne. Pour les échantillons de 2,5 cm de diamètre, on obtient une taille minimale de 10 μm .

Pour récupérer des informations quantitatives telles que la porosité, la taille des pores ou la distribution de la taille des pores, une étape d'analyse des images est nécessaire. Elle commence par une amélioration de la qualité des images (réglage du contraste et de la luminosité, filtre de soustraction de fond, filtres gaussiens...) afin de réduire le bruit et l'artefact d'acquisition. Ensuite une étape de segmentation qui consiste à partitionner l'image en échelle de gris en une image binaire (pores et solides). Après la segmentation de l'image, une analyse quantitative a été réalisée via l'outil d'analyse de particules. Nous avons appliqué la procédure d'analyse d'image utilisée par Gaboreau et al. (2016) avec le logiciel ImageJ.

6.2.3 Microscopie électronique à balayage (MEB)

Le MEB est un appareil qui fournit une image 2D de la surface de l'échantillon à haute résolution et peut également fournir des informations sur sa composition chimique. Le principe consiste à émettre depuis une source, un faisceau focalisé d'électrons qui interagissent avec les échantillons pour produire deux types d'électrons sortants : des électrons rétrodiffusés et des électrons secondaires (Zhou et al., 2006; Goldstein et al., 2017). Les électrons sortants, en particulier les électrons secondaires mesurés par des détecteurs spécifiques, sont traités pour produire une image numérique en niveau de gris de l'échantillon. Un autre signal généré par l'interaction du faisceau d'électrons émis est le rayon X caractéristique (spécifique à chaque élément chimique), mesuré avec un spectromètre à dispersion d'énergie (EDS). L'analyse du spectre des rayons X fournit des informations à la fois qualitatives et quantitatives sur la composition chimique.

Nous avons utilisé dans ce travail le microscope électronique à balayage de type Merlin Compact ZEISS équipé d'une colonne GEMINI et d'un détecteur d'électrons secondaires de Everhart-Thornley (voir Annexe 8). Le MEB est associé à un détecteur EDS de type Bruker QUANTAX - XFlash6 – 30 mm² de 129 eV de résolution. Pour cette expérience, des échantillons de 4 cm de diamètre et d'environ 2 mm d'épaisseur, polis et revêtus (avec du carbone) ont été utilisés. Les réglages pour les détecteurs secondaires sont : tension de 5 keV, distance de travail de 8 mm et diaphragme de 60 μm . Pour la cartographie, on a : tension de 15 keV, courant de 400 pA à 1,7 nA, diaphragme de 120 μm , distance de travail de 10 mm et spot d'analyse de 60 s (ponctuel).

Une analyse microstructurale a été effectuée sur les images 2D haute résolution (la résolution peut atteindre jusqu'à 10 nm) et une analyse de composition chimique semi-quantitative a été effectuée à l'aide du logiciel Bruker ESPRIT.

6.3 Mesures des propriétés réservoirs

6.3.1 Porosité

Au laboratoire, pour mesurer le volume de pores, solide ou total sur un échantillon de roches consolidées, plusieurs techniques existent avec des niveaux de complexités et de précisions qui varient d'une méthode à l'autre (Amyx et al., 1960; Monicard, 1980; API, 1998; Zinszner & Pellerin, 2007). Selon la méthode choisie on n'accède pas à l'intégralité de la porosité et différentes interprétations peuvent ainsi être obtenues. Pour cette étude, nous avons choisi deux méthodes complémentaires, à savoir la méthode de pesée hydrostatique dite triple pesée et la méthode d'injection de mercure ou MICP.

6.3.1.1 Triple pesée

Il s'agit d'une mesure à l'eau qui permet de calculer la porosité effective ou porosité connectée d'une roche. Elle consiste à mesurer la masse d'un échantillon dans trois conditions différentes, à savoir la masse sèche, la masse saturée et la masse immergée (voir équipement en Annexe 9). Le temps de saturation est l'un des paramètres importants à prendre en compte. Notre protocole de mesure est inspiré de celui utilisé par Bailly (2019). Ce protocole prévoit :

- Une pesée (masse sèche, M_{sec}) des échantillons secs (après 48h à 60°C à l'étuve) ;
- Une pesée (masse saturée, M_{sat}) des échantillons saturés (avec l'eau distillée, déminéralisée et désaérée), après une saturation sous vide pendant 2 semaines environ. Cette durée a été validée après une comparaison avec les résultats obtenus après 3 et 4 semaines de saturation ;
- Enfin une pesée (masse immergée, M_d) des échantillons saturés immergés. Pour réaliser cette pesée, on a utilisé un dispositif de suspension d'échantillons.

La porosité effective (Φ_{eff}), la masse volumique sèche (ρ_{b_sec}) et la masse volumique des grains (ρ_{b_sol}) sont calculées à partir des équations suivantes :

$$\Phi_{eff} = \frac{M_{sat} - M_{sec}}{M_{sat} - M_d} \quad (98)$$

$$\rho_{b_sec} = \rho_w * \frac{M_{sec}}{M_{sat} - M_d} \quad (99)$$

$$\rho_{b_sol} = \rho_w * \frac{M_{sec}}{M_{sec} - M_d} \quad (100)$$

Pour notre étude, Les échantillons de 2,5 et 4 cm de diamètre ont été utilisés pour les mesures de porosités effectives et de masses volumiques. Au vu de la précision de la balance utilisée, la porosité et la masse volumique sont déterminées avec une précision de $\pm 0,5\%$ et $\pm 25 \text{ kg/m}^3$ respectivement.

6.3.1.2 Porosimétrie mercure

La porosité au mercure permet de déterminer la porosité totale et la densité d'une roche ainsi que de nombreuses autres propriétés physiques telles que la structure porale et la distribution des tailles de pores (Webb, 2001). Le principe de mesure consiste à introduire du mercure (fluide non mouillant) à travers les pores de la roche en augmentant progressivement sa pression. Le protocole expérimental est basé sur l'utilisation de l'appareil Autopore IV 9500 de Micrometrics (voir en Annexe 10) qui permet d'étudier des diamètres de pores compris entre 3 nm et 400 μm (Beck & Al-Mukhtar, 2010). Un échantillon sec est introduit dans un tube dans lequel le vide est réalisé grâce à l'appareil (pression de l'air : 0,4 psia ($\approx 6.89 \text{ kPa}$)). Ensuite, du mercure liquide est injecté avec une augmentation de pression jusqu'à 60 000 psia, et la quantité de mercure injectée en équilibre avec la variation de pression est automatiquement enregistrée selon un programme de calcul prédéfini. Les données recueillies permettent ainsi d'obtenir la porosité, la masse volumique et la distribution de la taille des pores. Pour ces mesures, nous avons utilisé les échantillons de 1,5 cm de diamètre.

Porosité et masse volumique

Pour obtenir le volume total de la roche, on mesure d'abord le volume initial de mercure dans le tube et on mesure ensuite le volume total de mercure après introduction de l'échantillon. Comme le mercure est un fluide non-mouillant, il ne pénètre pas dans les pores à faible pression. Ainsi, la différence des deux volumes donne le volume total de la roche. Pour obtenir le volume total des vides, il suffit de mesurer le volume injecté dans l'échantillon après un cycle complet à haute pression. La masse volumique de la roche ou la masse volumique des grains sont calculées à partir des différents volumes obtenus et la masse sèche de l'échantillon.

Distribution de la taille des pores

Le porosimètre à mercure présente l'intérêt de nous donner aussi la distribution de tailles de pores de l'échantillon. En effet, le nombre de pores pour une taille donnée (D) est estimé en fonction de la quantité de mercure injectée à une pression donnée (P), d'après l'équation de Washburn (Webb, 2001). Celle-ci stipule que la pression nécessaire pour que le mercure pénètre dans les pores de l'échantillon est inversement proportionnelle à la taille des pores. Ainsi, le principe consiste à faire croître la pression d'injection du mercure par palier et d'en mesurer le volume. Les courbes de distribution des diamètres des pores sont obtenues à partir du volume cumulé en fonction du diamètre des pores :

$$D = \frac{4\gamma\cos\theta}{P}, \quad (101)$$

où γ et θ sont la tension superficielle du mercure (0,436 N/m à 20° C) et l'angle de mouillage entre le mercure et la surface de l'échantillon.

Il est important de noter que dans le modèle de Washburn, les pores sont considérés comme cylindriques avec des ouvertures circulaires ; il est donc possible de déduire facilement la surface (ou la surface moyenne) des pores.

6.3.2 Surface spécifique

C'est donc une propriété importante en particulier pour les phénomènes d'interface (fluide-grain) et pour la prédiction de la perméabilité. Comme on l'on a montré, la surface spécifique est normalisée par unité de volume de pores, ou unité de volume de grain ou encore par unité de masse d'échantillon (S_{mass}). Cette dernière, appelée aussi S_{BET} (m^2/g), est déterminée par la méthode BET (Brunauer-Emmett-Teller) qui est basée sur l'adsorption d'azote. La méthode consiste à injecter de l'azote dans un échantillon sec et broyé d'environ 1 g. La pression relative d'injection et le volume d'azote absorbé sont enregistrés et utilisés pour calculer la surface spécifique de l'échantillon à l'aide du modèle d'adsorption BET. Pour notre expérience, la mesure a été réalisée avec un appareil Microtrac MRB Belsorp Max II (voir Annexe 10). Huit échantillons (2 par faciès) broyés avec une taille de particules d'environ 50 μm ont été utilisés.

6.3.3 Perméabilité intrinsèque

Les méthodes de mesures de la perméabilité peuvent être réparties en deux groupes (Amyx et al., 1960; Monicard, 1980) : les mesures en régime stationnaire (steady flow condition) et les mesures en régime non stationnaire (transient flow condition). Pour notre étude, nous avons effectué des mesures à l'eau en régime stationnaire suivant un écoulement vertical ascendant

(afin de négliger les effets de la gravité) (Amyx et al., 1960). L'appareil utilisé est une cellule triaxiale non conventionnelle (voir Annexe 11) munie de pompes permettant de contrôler et de mesurer les débits et pressions d'entrée et de sortie (Figure 38).

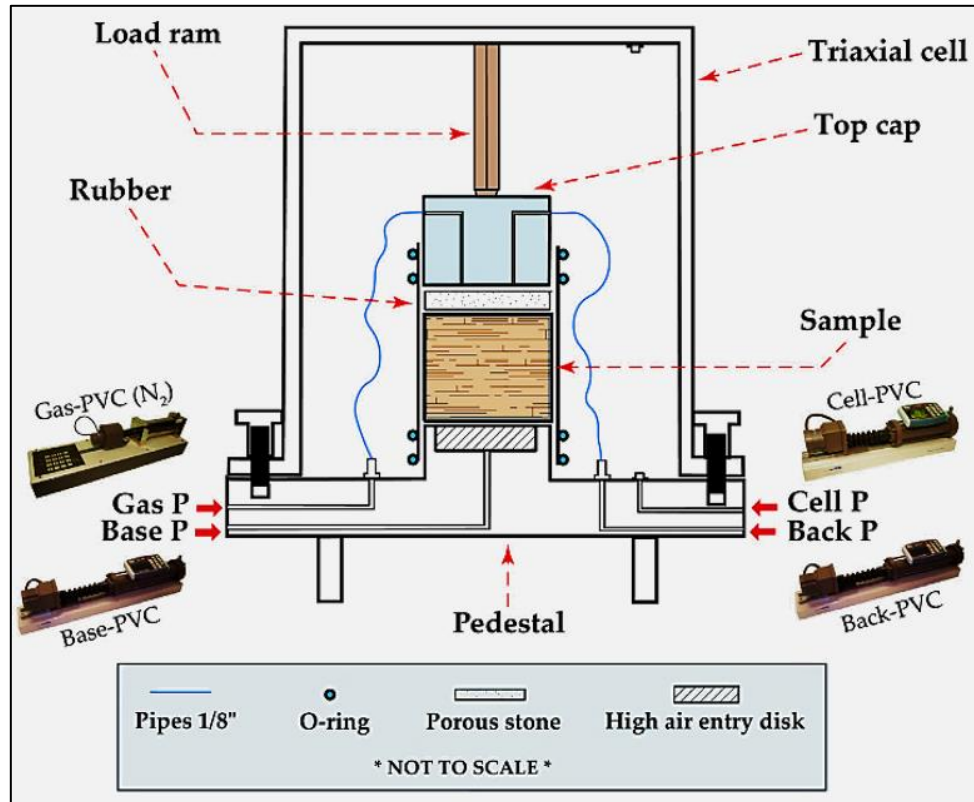


Figure 38. Dispositifs pour mesurer la perméabilité intrinsèque, d'après Aldana et al. (2021).

Le protocole utilisé est le suivant :

- Un échantillon déjà saturé, muni d'une gaine étanche, est mis en place ;
- L'application d'une pression de confinement, toujours supérieure à la pression à l'intérieur de l'échantillon et inférieure à la pression de fracturation de la roche ;
- Une différence de pression constante est imposée à l'entrée ;
- Les conditions sont maintenues jusqu'à atteindre un régime stationnaire (Figure 39) ;
- Une fois le régime stationnaire établi, on mesure le débit à la sortie ;
- Cette mesure est répétée avec une valeur de pression différente permettant d'obtenir une relation entre ΔP et Q . La pente de cette relation permet d'obtenir k .

Les données obtenues sont automatiquement sauvegardées sous forme de tableur où on retrouve, le temps (pas d'échantillonnage de 60 s), les volumes d'entrée et de sortie ainsi que les pressions d'entrée et de sortie et le volume dans la cellule de confinement. Chaque série de

données correspond à une étape de mesure. Ainsi, en fonction de l'échantillon et des aléas de mesures, plusieurs étapes sont réalisées. Chaque nouvelle étape est définie par un changement de la différentielle de pressions (ΔP). Le traitement de données est identique d'une étape à l'autre et d'un échantillon à un autre. De ce fait, nous ne présenterons que celui d'un échantillon (Tableau 5). On calcule les débits d'entrée et de sortie grâce aux données de temps et de volumes. Les débits obtenus et les volumes sont représentés en fonction du temps (Figure 39). Ces deux graphes permettent ainsi de vérifier la stationnarité de l'écoulement dans le temps. Le débit d'entrée est égal au débit de sortie, de même pour les volumes.

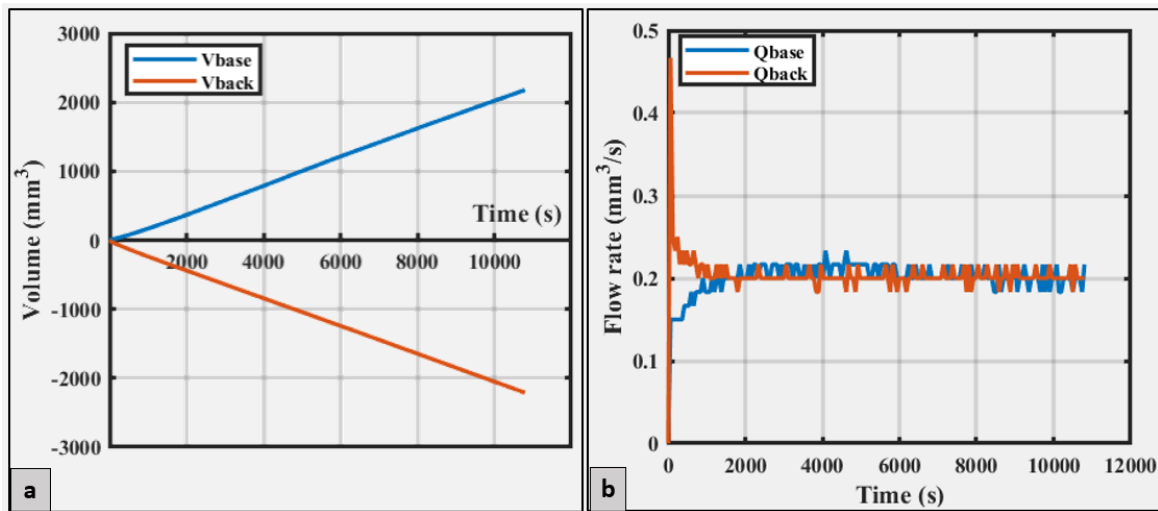


Figure 39. Exemple de données montrant la stationnarité de la mesure pour un échantillon du faciès C. a) volumes en entrée et en sortie en fonction du temps et b) débits en entrée et en sortie en fonction du temps.

Tableau 5. Données obtenues pour la mesure de la perméabilité sur un échantillon du faciès C

Etape	Q (mm ³ /s)	Q (m ³ /s)	Q/S (m/s)	ΔP (kPa)	ΔP (Pa)	$\Delta P/L$ (Pa/m)
1	0.175	1.751E-10	1.327E-07	19.97	19972	197738
2	0.202	2.017E-10	1.527E-07	29.97	29972	296756
3	0.272	2.722E-10	2.062E-07	40.07	40072	396755
4	0.317	3.171E-10	2.402E-07	49.96	49956	494616

Après avoir obtenu le débit et la différence de pression de chaque étape, on trace la droite qui relie la vitesse en ordonnée et le gradient de pression en abscisse. La perméabilité est obtenue via la pente de cette droite connaissant la surface, la longueur et les propriétés du fluide utilisé (ici de l'eau à température ambiante).

Les mesures de perméabilité ont été effectuées sur les échantillons de 2,5 et 4 cm de diamètre. Connaissant la précision des différentes pompes (0,15% pour la pression et 0,25% pour le volume) et les incertitudes liées aux dimensions de l'échantillon (0,001 m), l'incertitude de la mesure de perméabilité est de $\pm 0,02$ mD.

6.4 Mesures acoustiques

6.4.1 Principe de mesure

Pour les mesures acoustiques ultrasoniques, l'équipement utilisé, est composé d'un générateur DRP 300, d'un oscilloscope Tektronix DPO 2024B et de capteurs piézoélectriques (PZT : piezoelectric transducers) qui servent à la fois de récepteurs et d'émetteurs (Figure 40).

Le principe de mesure consiste à émettre à partir du générateur, un courant électrique qui sera transformé par le premier capteur (émetteur) en une onde acoustique qui va ensuite se propager dans l'échantillon et arriver au deuxième capteur (récepteur). L'oscilloscope permet de visualiser et mesurer le train d'onde émis et reçu. Il existe plusieurs techniques pour obtenir le temps de propagation de l'onde : la méthode de première arrivée (« first break »), la méthode de corrélation de signaux et la méthode du ratio spectral. La plus couramment utilisée est celle du first break car les deux dernières méthodes nécessitent l'utilisation de capteurs spéciaux (Rasolofosaon & Zinszner, 2014). Pour obtenir la vitesse de l'onde propagée avec la méthode du first break, on détermine d'abord la durée de propagation de l'onde dans l'échantillon et connaissant sa longueur, on en déduit sa vitesse. La durée de propagation est calculée en faisant la différence entre l'onde émise et l'onde d'arrivée (c'est-à-dire l'onde qui a traversé l'échantillon).

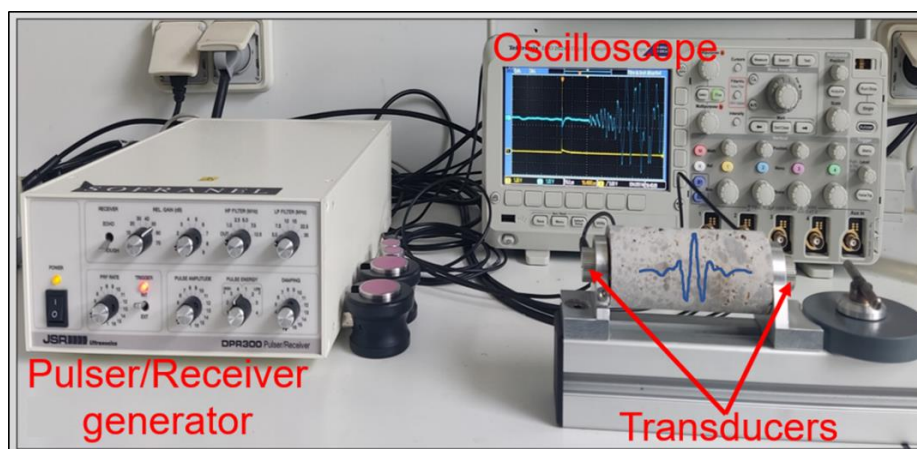


Figure 40. Dispositif (générateur, oscilloscope, capteurs) de mesure des vitesses acoustiques au laboratoire.

Le pointé peut être réalisé directement sur l'oscilloscope ou sur un logiciel dédié. Nos mesures ont été effectuées sur les échantillons de 2,5 et 4 cm de diamètre avec les capteurs d'ondes P et S avec des fréquences de 0,5 et 1 MHz en conditions sèche et saturée en eau. D'autres mesures de vitesses d'ondes P uniquement, ont été réalisées également en conditions sèche et saturée pour des fréquences de 250 et 120 kHz. Dans le souci d'uniformiser et de préciser nos pointés, nous avons utilisé un programme Matlab®.

6.4.2 Calibration

Une étape de calibration des capteurs préalable aux mesures sur échantillons a été nécessaire. Cette calibration consiste à déterminer le retard de temps engendré par les capteurs utilisés et à vérifier la gamme de vitesse obtenue pour des matériaux standards. Par exemple l'aluminium avec une vitesse V_P de 6320 m/s ([Olympus](#)). Pour cela, on utilise trois échantillons d'aluminium de même diamètre mais de longueurs différentes. On détermine les durées de propagations des ondes P et S qui sont ensuite tracées en fonction des longueurs respectives. L'ordonnée à l'origine correspond au retard dû uniquement aux capteurs qui devra être corrigé sur chaque mesure. Celui-ci est respectivement de 0,08 et 1,07 μs pour les capteurs P et S à 0,5 MHz et de 0,05 et 1,82 μs pour les P et S à 1 MHz (Tableau 6).

Tableau 6. Données obtenues pour les mesures d'ondes P à 0.5 MHz sur les échantillons d'aluminium

Longueur (m)	t(P) μs	t(S) μs	t'(P) μs	t'(S) μs	V_P (m/s)	V_S (m/s)	$V_{P'}$ (m/s)	$V_{S'}$ (m/s)
0.025	4.08	8.84	0.08	1.07	6127	2828	6248	2931
0.05	7.92	16.64			6313	3005	6377	3062
0.075	12	24.4			6250	3074	6291	3113

En plus de cette correction absolue, on a estimé l'incertitude de mesure totale en combinant les incertitudes relatives associées à chaque source d'erreur (position des capteurs, pointé de l'onde, sampling de l'oscilloscope (2 μs), longueur de l'échantillon). Ceci nous amène à une incertitude moyenne sur les mesures de vitesses de ± 55 m/s pour les ondes P et ± 30 m/s pour les ondes S.

6.4.3 VER et longueur d'onde

Comme évoqué au niveau de la section 3.5.1, il est recommandé par la norme ASTM D2845 d'avoir une taille d'échantillon 5 fois supérieure à la longueur d'onde, qui elle-même doit être supérieure aux hétérogénéités au sein de l'échantillon. Les mesures acoustiques à 500 et 1000 kHz produisent une longueur d'onde moyenne de 0,5 et 1 cm pour des vitesses V_P de 5024 et 5094 m/s respectivement (Figure 41). Pour des vitesses V_S de 3205 et 259 m/s en moyenne, on obtient une longueur d'onde moyenne de 0,3 cm et 0,6 cm en moyenne respectivement.

Considérons la longueur de nos échantillons qui est de 5 et 10 cm en moyenne, cette dernière est donc bien supérieure ou égale aux longueurs d'ondes de 500 et 1000 kHz, ce qui satisfait la première condition de la norme ASTM D2845. Il en est de même pour la taille des grains (calcaire micritique) qui est largement inférieure à 3 fois la longueur d'onde comme stipulé par la norme.

Pour les mesures de vitesses V_P à 250 et 120 kHz, la longueur d'onde est en moyenne de 1,68 et 3,50 cm respectivement (Figure 41), soit 6 et 3 fois inférieures aux échantillons de 10 cm de longueur et 3 et 1,5 inférieures aux échantillons de 5 cm de longueur. A ce niveau, les conditions de la norme ASTM D2845 ne sont pas totalement satisfaites, notamment pour les petits échantillons, ce qui signifie que ces résultats (présentés en perspectives) sont à considérer avec précaution.

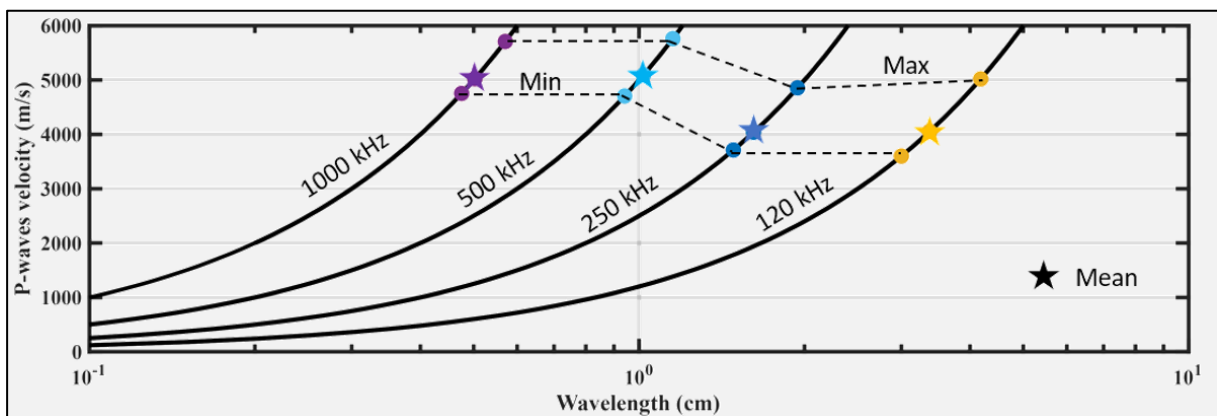


Figure 41. Evolution de la longueur d'onde en fonction des vitesses V_P acquises à différentes fréquences (1000, 500, 250, 120 kHz).

6.5 Mesures électriques

6.5.1 Principe de mesure

Schlumberger (1920) fut le premier à observer les phénomènes de polarisation en subsurface. Il observe que la tension du courant ne revient pas à zéro après l'interruption du courant mais qu'elle diminue progressivement. De cette observation est née la méthode de polarisation provoquée. Dans les années 50, la polarisation provoquée en domaine fréquentiel et la polarisation provoquée spectrale (en anglais Spectral Induced Polarization : SIP) ont commencé à être utilisées. Le principe de la SIP consiste à injecter un courant alternatif de fréquence variable, et ensuite de mesurer la différence de potentiel (Figure 42). En pratique, on mesure l'amplitude de l'impédance complexe et le déphasage entre le courant (I) et la tension (V). L'impédance est ensuite convertie en résistivité complexe en utilisant un facteur géométrique (K_{geom}) :

$$\rho^* = K_{geom} Z^*(\omega). \quad (102)$$

Le facteur géométrique est une grandeur linéique qui dépend de la configuration des électrodes et du dispositif. Le facteur géométrique peut être déterminé analytiquement, numériquement ou expérimentalement. Par exemple, les dispositifs à 4 électrodes (quadripôle) sont utilisés avec 2 électrodes pour injecter le courant nommés A et B et deux électrodes pour mesurer le potentiel nommés M et N (Figure 42a). Pour un quadripôle quelconque dans un semi-espace infini, le facteur géométrique peut se calculer avec la relation suivante :

$$K_{geom} = \frac{2\pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN}}. \quad (103)$$

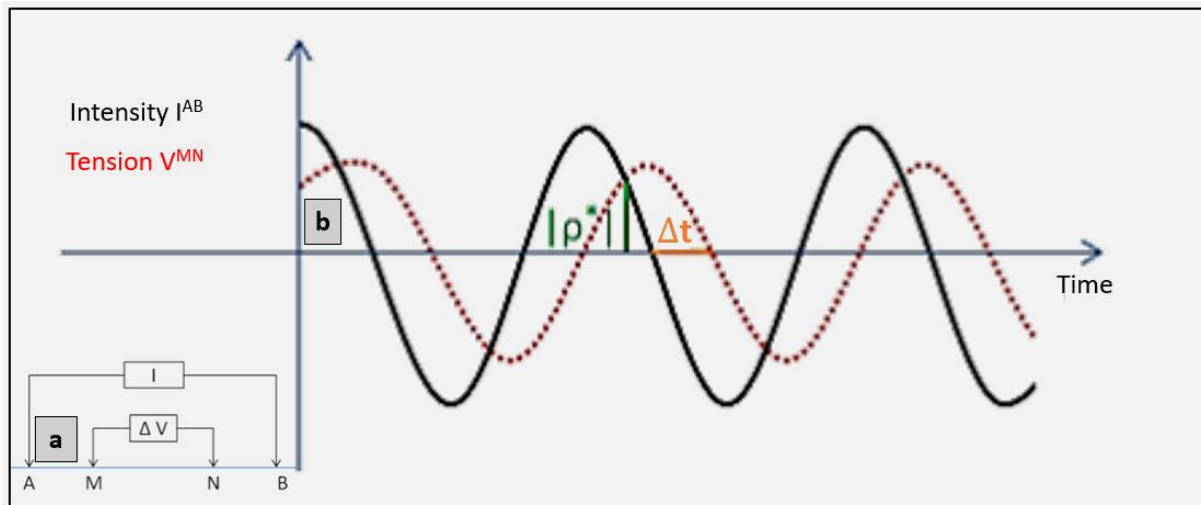


Figure 42. Example of measurement device (a) and principle of measurement (b) in polarisation provoquée.

Certains dispositifs couramment utilisés sur le terrain tels que les dispositifs Wenner, Wenner-Schlumberger, Dipole-Dipole, etc. ont des facteurs géométriques définis qui dérivent de l'équation 103 (Binley & Kemna, 2005). Il faut noter que les mêmes dispositifs sont utilisés pour la méthode de résistivité (Direct Current : DC) et en SIP, que ce soit sur le terrain ou au laboratoire. Cependant, le facteur géométrique défini pour le terrain ne peut pas être utilisé au laboratoire car ce dernier a été défini pour des lignes de courants qui se propagent dans un demi-espace. Ainsi pour les mesures de laboratoire, on privilégie la détermination expérimentale (à travers un fluide de conductivité connue) ou numérique (en résolvant l'équation de Poisson en 3 dimensions sur des logiciels dédiés) (Binley & Slater, 2020). En plus des dispositifs à quatre électrodes, on peut utiliser des dispositifs à deux électrodes. Ces derniers sont en général moins précis et pas recommandés pour les mesures SIP à cause de la polarisation des électrodes (Glover, 2015).

Pour cette étude, nous avons opté pour un dispositif à quatre électrodes (de type pseudo-Wenner) tel que les distances entre électrodes soient constantes. En plus des quatre électrodes, l'utilisation des électrodes non polarisables permettent de pallier les phénomènes de polarisation des électrodes lors des mesures. Pour le facteur géométrique, il a été déterminé analytiquement. En effet, lorsque le dispositif est configuré de telle sorte à générer des lignes de courant en 1D, c'est-à-dire des lignes de courant parallèles le long de l'échantillon de section S , le facteur géométrique peut être déterminé facilement à travers l'équation suivante :

$$K_{geom} = \frac{S}{L}. \quad (104)$$

L'injection du courant avec des électrodes de courant circulaires (ou sous forme de disque) permettent d'être dans ce cas spécifique.

Les mesures SIP (Figure 43a) ont été réalisées uniquement sur les échantillons de 4 cm de diamètre avec l'appareil SIP-LAB-IV en utilisant des électrodes ECG (électrocardiogrammes) non polarisables en Ag/AgCl (référence : 40×36 mm Asept InMed® 250552) comme électrode de potentiel et les électrodes de courant sous de disque (référence : 5 cm Dura-Stick® 42197) couvrant tout l'échantillon constituées de films de carbone (Jougnot et al., 2010).

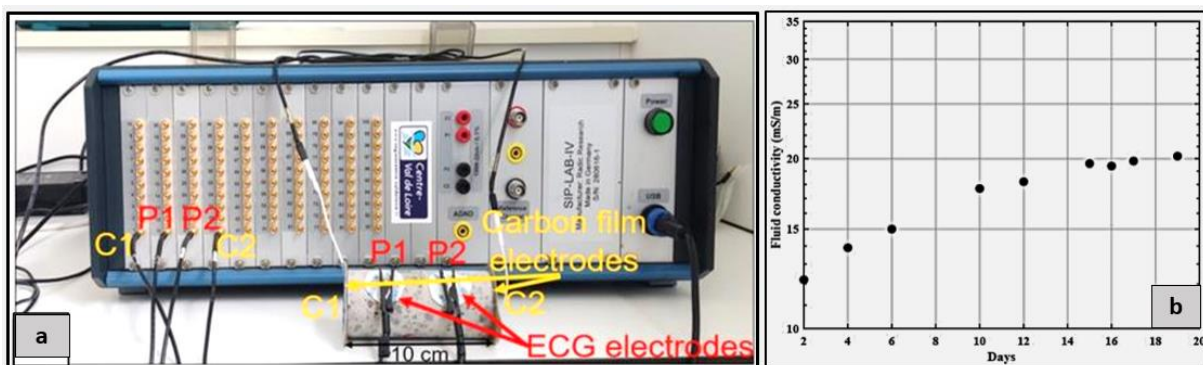


Figure 43. Mesures en polarisation provoquée spectrale. a) dispositif de mesure et b) évolution de la conductivité du fluide saturant en fonction du temps.

6.5.2 Protocole de mesures

Le protocole est basé sur des mesures effectuées sur des échantillons entièrement saturés avec trois différentes salinités croissantes. Le liquide de saturation a été préparé avec de l'eau déminéralisée et de la poudre de NaCl (pureté 99,7%). Les 8 échantillons secs ont été saturés ensemble dans un dessiccateur sous vide. Une mesure SIP est effectuée après chaque saturation, qui prend environ 2 à 3 semaines pour que le fluide diffuse et soit en équilibre. La conductivité initiale du premier fluide était de 11,2 mS/m ($T = 24,7^{\circ}\text{C}$). Après 20 jours, la conductivité du fluide dans le dessiccateur, en équilibre avec les échantillons, était de 20,7 mS/m ($T = 23,2^{\circ}\text{C}$). Parmi les trois fluides utilisés, le premier ayant la salinité la plus faible était celui pour lequel l'équilibre a été difficile à atteindre. En effet, la conductivité du fluide dans le dessiccateur a été enregistrée régulièrement avant d'atteindre l'équilibre, comme le montre la Figure 43b.

La conductivité initiale du deuxième fluide était de 65,3 mS/m ($T = 19,2^{\circ}\text{C}$). Après 3 semaines, le fluide en équilibre avec les échantillons était de 77,3 mS/m ($T = 19,1^{\circ}\text{C}$). Enfin, la

conductivité initiale du troisième fluide était de 820 mS/m ($T = 18,6^\circ \text{C}$) et a atteint un équilibre à 919 mS/m ($T = 23,9^\circ \text{C}$).

Comme on peut s'y attendre, la saturation avec les trois fluides différents s'étale dans le temps, ce qui induit une variation de température entre les différentes mesures. Afin de corriger ces variations de température, l'équation 51 (section 4.2.1.3) a été utilisée pour la conductivité du fluide ainsi que pour celle des échantillons pour une température standard de 25°C .

Dans ce chapitre portant sur l'approche méthodologique, nous avons commencé par présenter la zone considérée dans cette thèse ainsi que ses caractéristiques géologiques. Par la suite, nous avons abordé le processus d'échantillonnage basé sur l'analyse et la corrélation des logs qui a permis de définir quatre faciès distincts. A partir de ces derniers, plusieurs échantillons cylindriques de tailles différentes ont été carottés.

Les mesures de laboratoire telles que les mesures de propriétés réservoirs d'une part et des propriétés physiques d'autre part ont été présentées. Pour les propriétés réservoirs, nous avons mesuré la porosité effective, la masse volumique, la perméabilité, la surface spécifique et la taille des pores. Quant aux propriétés physiques, il s'agit de mesures de vitesses acoustiques et conductivités complexes. Ces différentes mesures sont accompagnées d'une analyse microstructurale et minéralogique basée sur les images obtenues par photogrammétrie, tomographie et MEB. Les résultats obtenus et leur interprétation sont présentés dans les parties suivantes III et IV.

PARTIE III : CARACTERISATION PETROPHYSIQUE ET INFLUENCE
DES HETEROGENEITES SUR LES PROPRIETES RESERVOIRS,
ACOUSTIQUES ET ELECTRIQUES

CHAPITRE 7 : ANALYSE D'IMAGE ET HETEROGENEITES

Dans ce chapitre, nous allons présenter les résultats des différentes analyses microstructurales et minéralogiques réalisées sur nos échantillons.

7.1 Description macroscopiques

Il s'agit d'une description à l'œil nu basée sur les images obtenues par photogrammétrie (reconstruction 3D et orthoimages). De manière générale, la texture primaire des calcaires de Beauce est micritique (avec ou sans présence de ciment de même taille) de couleur grisâtre à beige selon la matrice. Ainsi, selon les classifications de Folk ou de Dunham, nos échantillons sont des micrites/biomicrites ou des mudstones/wackstones respectivement. Cependant, au-delà de cette texture, c'est plutôt la présence d'éléments diagenétiques et/ou tectoniques (cavités de dissolution, fractures, fissures) qui permettent de différencier nos faciès.

Faciès A (Figure 44)

On peut voir sur cette figure que le faciès A, situé entre 7,80 et 8,50 m de profondeur, est caractérisé par une matrice micritique plutôt uniforme de couleur beige à jaunâtre. Sur ce faciès, on distingue assez facilement la présence de fissures (flèches rouges) et de cavités de dissolution (flèches jaunes). Dans ces fissures, on observe la recristallisation de nouveaux minéraux de couleur différente de celle de la matrice. Ces minéraux peuvent s'apparenter à de la silice (ou des phyllosilicates) mis en exergue par des études antérieures (Ménillet & Edwards, 2000 : Aldana et al., 2021). Au niveau des cavités, on peut aussi noter la présence d'oxydes caractérisés par une couleur rougeâtre (probablement des oxydes de fer). Les fissures/fractures recimentées semblent être pénétratives et donc potentiellement connectées. Enfin, en termes de lithofaciès, ce faciès pourrait correspondre aux calcaires compacts à grains fins définis par Trautmann (1974).

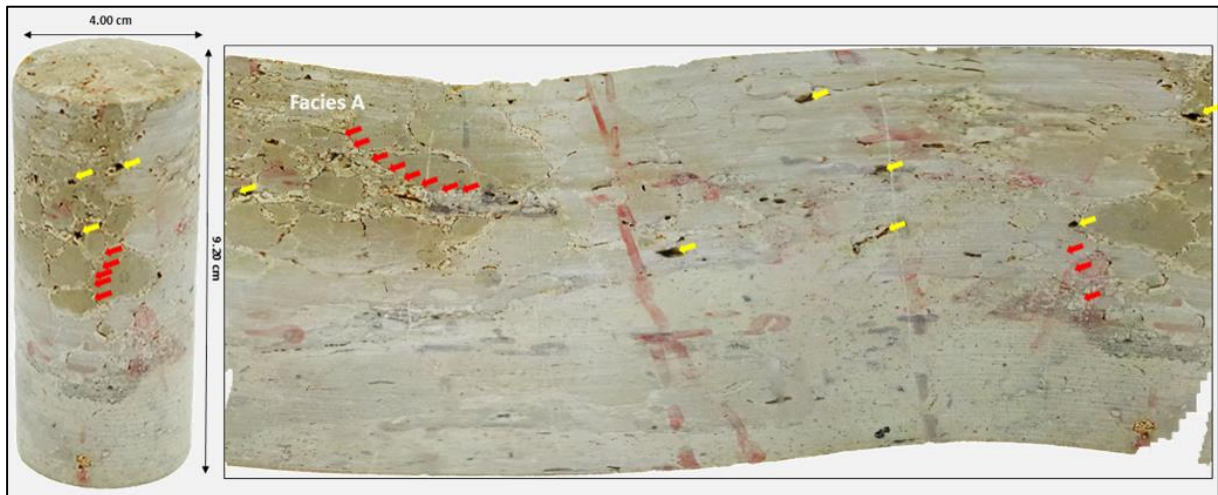


Figure 44. Image 3D (à gauche) et orthoimage (à droite) d'un échantillon de 4 cm de diamètre du faciès A. Les flèches rouges mettent en évidence les fractures et fissures, les flèches jaunes mettent en évidence les cavités de dissolution.

Faciès B (Figure 45)

Ce faciès, défini comme moins consolidé au niveau des logs (Figure 35), apparaît plutôt consolidé à l'échelle des échantillons prélevés. Cette différence pourrait être liée aux variations latérales ou aux incertitudes de prélèvement dans le puits (incertitude en profondeur et en surface). Le faciès B présente une matrice uniforme et homogène de couleur grisâtre qui diffère de celle du faciès A. On retrouve dans cette matrice des clastes angulaires (blancs ou gris clairs) qui peuvent avoir une origine biologique. On note uniquement la présence de cavités de dissolutions avec, dans certaines, des traces d'oxydes de fer. En nombre, ces cavités sont inférieures à celles du faciès A. En termes de lithofaciès, le faciès B pourrait correspondre au faciès biomicrite ou à un calcaire bréchiqque monogénique.

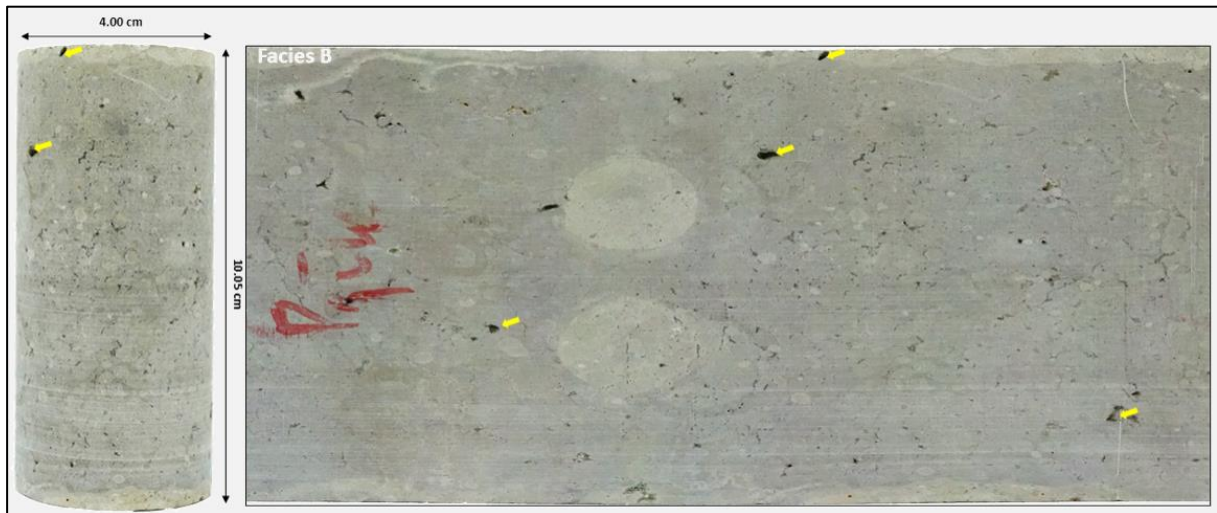


Figure 45. Image 3D (à gauche) et orthoimage (à droite) d'un échantillon de 4 cm de diamètre du faciès B. Les flèches rouges mettent en évidence les fractures et fissures, les flèches jaunes mettent en évidence les cavités de dissolution.

Faciès C (Figure 46)

Situé entre 14,50 et 15,90 m de profondeur, le faciès C montre une texture micritique et semble beaucoup plus affecté par les cavités et fractures/fissures que les autres faciès si l'on considère le nombre et la taille. En effet, tout comme le faciès A, il est facile d'observer la présence de fractures et fissures (flèches rouges) et de cavités (flèches jaunes) de toutes tailles. On peut observer une première matrice de couleur grisâtre, comme pour le faciès B, qui est remplacée par endroits par une autre matrice de couleur plus claire. Cette dernière est plus sensible à l'altération. Au sein des fractures, on retrouve la matrice claire qui semble moins consolidée, car plus affectée par les cavités que la matrice grise. Sur cet échantillon, la fracture mise en évidence (en rouge) traverse entièrement l'échantillon. Enfin, la présence des deux matrices suggère un calcaire bréchiqque polygénique en termes de lithofaciès.



Figure 46. Image 3D (à gauche) et orthoimage (à droite) d'un échantillon de 4 cm de diamètre du faciès C. Les flèches rouges mettent en évidence les fractures et fissures, les flèches jaunes mettent en évidence les cavités de dissolution.

Faciès C' (Figure 47)

Enfin, le faciès C', situé entre 17,0 et 17,50 m de profondeur, se distingue des autres faciès en termes de couleur car il présente une grande variation de couleurs (gris, gris clair, beige). Les échantillons sont caractérisés par une matrice bien consolidée avec une texture micritique dans laquelle on voit des clastes anguleux à sub-anguleux (0,5 à 3 mm de diamètre). Il s'agit de fragments calcaires d'origines diverses piégés dans une matrice pouvant faire penser à un calcaire bréchiqque polygénique en termes de lithofaciès. D'autres clastes circulaires de couleur noire et de petite taille (indiqués en orange sur la figure) sont présents, avec une origine probablement biologique pouvant faire penser à des ooïdes/oncoïdes. Les clastes fragmentés sont parfois entourés d'un film fin de couleur beige pouvant correspondre à des mats de microorganismes. On retrouve également ce film sous une forme plus diffuse et étendue formant des anneaux à certains endroits. Enfin, ce faciès est quasiment dépourvu de cavités et de fissures visibles à l'œil nu.

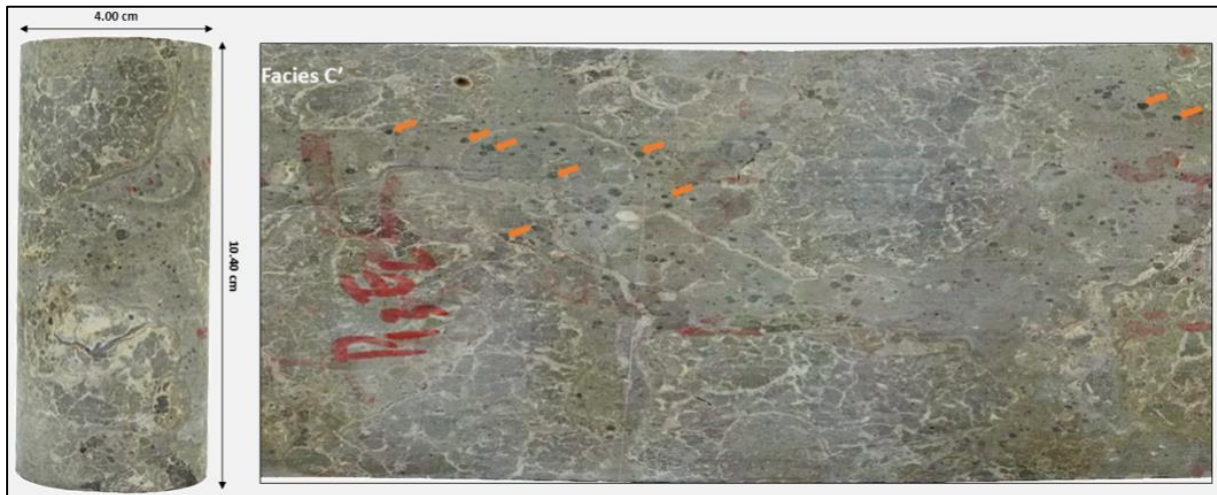


Figure 47. Image 3D (à gauche) et orthoimage (à droite) d'un échantillon de 4 cm de diamètre du faciès C'. Les flèches orange mettent en évidence des inclusions de couleur noire.

Ainsi, pour la caractérisation microstructurale qui va suivre et d'un point de vue purement pétrophysique, les fractures/fissures et les cavités de dissolution seront considérées comme de la macroporosité, tandis que la microporosité fera référence aux microfissures et micropores à l'intérieur des matrices micritiques.

7.2 Caractérisation microstructurale

7.2.1 Macropores

La caractérisation microstructurale se base sur l'analyse quantitative des images obtenues par microtomographie et MEB. Avant cette caractérisation, il est important de définir le seuil qui sépare les micropores et les macropores. Comme on l'a montré sur la Figure 5, il est difficile de trouver une limite supérieure uniforme pour les micropores dans la littérature (voir section 2.2). Le diamètre moyen des micropores tourne autour de 10-20 μm (Moshier, 1989; Lønøy, 2006; Hashim & Kaczmarek, 2019). Etant donné que la résolution (plus petit voxel) des images obtenues par tomographie est d'environ 20 μm , nous avons considéré cette valeur comme la limite séparant les micropores des macropores. Par conséquent, nous avons considéré que la résolution des images tomographiques n'est pas suffisamment élevée pour décrire les micropores, mais qu'elle est parfaitement adaptée pour la caractérisation des macropores comme le montre la Figure 48.

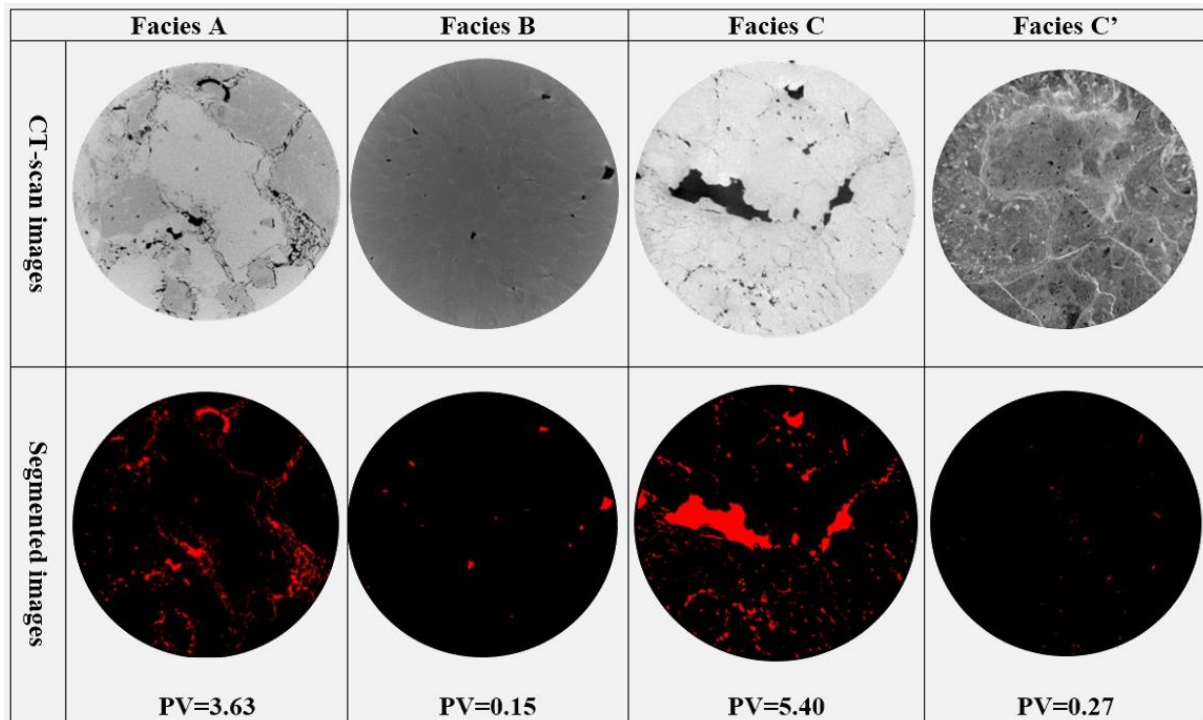


Figure 48. Images de tomographies des différents faciès. Les images du haut sont des slices 8-bit traitées, présentant la texture originale de chaque faciès, et les images du bas sont les images segmentées où la couleur rouge met en évidence le volume macro-poreux (Pore Volume : PV en %).

Pour l'analyse quantitative, quatre paramètres de forme sont utilisés pour décrire les pores. D'abord, le diamètre de Féret (mm) défini comme la plus longue distance entre deux points quelconques le long d'une limite des pores (Ferreira & Rasband, 2012). L'histogramme du diamètre de Feret donne la répartition de la taille des pores et permet de définir une taille de pores dominante. Le périmètre sur la surface (Perimeter over Area : PoA, en mm^{-1}), équivalent à une surface spécifique, est le rapport entre le périmètre total (mm) et la surface des pores (mm^2) sur une image (Weger et al., 2009). Ensuite, le ratio de forme (en anglais, aspect ratio : AR) se définit comme le rapport entre les axes majeur et mineur de l'ellipse qui s'apparente le mieux à un pore. Enfin, la circularité se définit comme le rapport entre la surface et le périmètre au carré. Ces quatre paramètres sont interprétés en termes de distribution (histogramme) et de moyenne arithmétique ou pondérée (pondérée par la surface de pore afin de réduire l'impact des nombreux petits pores).

La première information intéressante est la proportion de macropores de chaque échantillon. Elle est définie comme la fraction du volume total des pores par rapport au volume de l'échantillon. Sur la Figure 48, on voit que les faciès A et C présentent les valeurs les plus élevées tandis que les faciès B et C' présentent les valeurs les plus faibles. En effet, ces derniers présentent une très faible proportion de macropores (moins de 1 %) qui sont décimés et isolés aléatoirement à travers la matrice.

Par conséquent, à ce stade, nous concentrons notre interprétation uniquement sur les faciès A et C (l'ensemble des histogrammes est en Annexe 12-15). En ce qui concerne le périmètre des pores, les échantillons des faciès A et C montrent une moyenne arithmétique similaire ($1,31 \pm 3,23$ mm et $1,11 \pm 3,48$ mm), tandis que la moyenne pondérée (16,41 mm et 37,39 mm) montre une divergence qui indique une grande proportion de pores de grandes tailles pour le faciès C (Figure 49). C'est le cas également pour le diamètre de Féret où les deux faciès montrent la même moyenne arithmétique mais une moyenne pondérée différente. Les histogrammes du diamètre de Féret (Figure 49) montrent également des tendances similaires avec plus de 50 % des macropores qui ont une taille comprise entre 0,2 et 0,3 mm. Cette distribution met également en évidence la présence de grands pores (>1 mm de diamètre) pour les deux faciès.

Concernant le PoA, 80 % des macropores des deux faciès ont une valeur comprise entre 10 et 60 mm^{-1} . Cependant, le faciès C montre plus de variation (Figure 49). Il possède plus de macropores à valeur élevée ($> 100 \text{ mm}^{-1}$) que les autres. Une valeur élevée de PoA est interprétée comme un espace poreux complexe et intriqué. En effet, plus la valeur de PoA est petite, plus le système de pores est considéré simple selon Weger et al. (2009).

Enfin, concernant l'AR et la circularité, leurs histogrammes (Annexe 12 et 14) montrent des tendances différentes. Le ratio d'aspect moyen du faciès C est supérieur à celui du faciès A, indiquant la présence de pores plus allongés (c'est-à-dire des fractures et des fissures) dans l'échantillon C. Les valeurs de circularité indiquent que le faciès C possède en moyenne plus de pores circulaires. Ceci peut être imputé à la présence de pores de très petite taille non présents dans l'échantillon du faciès A car la moyenne pondérée des deux faciès est similaire.

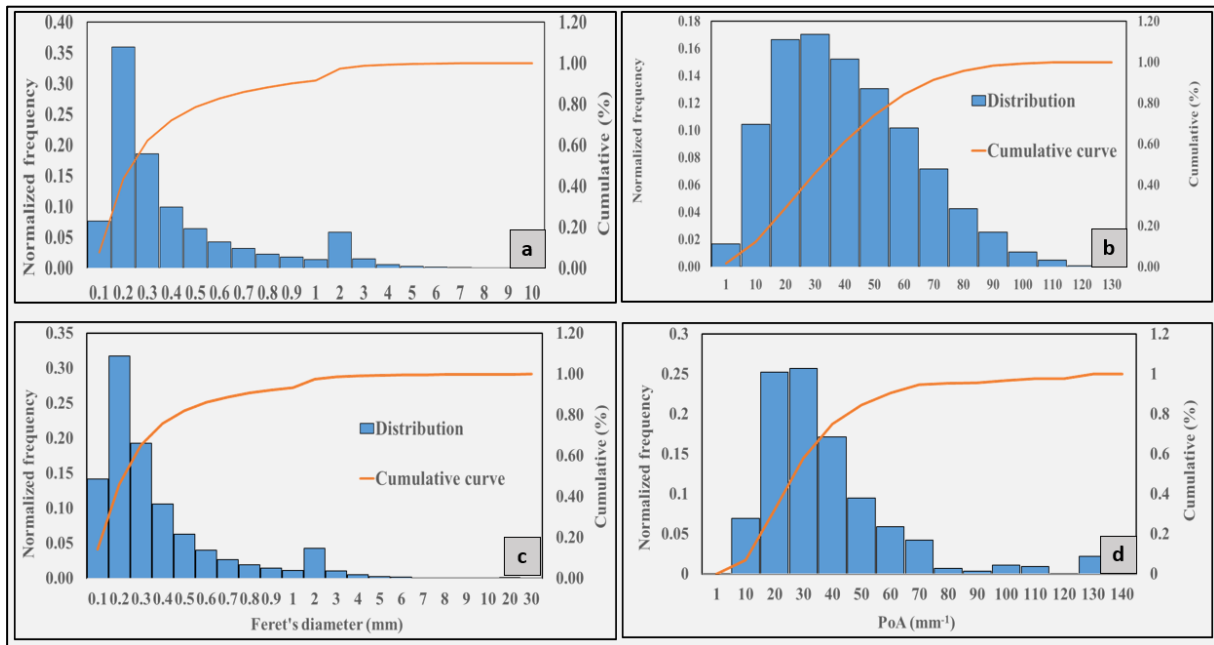


Figure 49. Histogramme des paramètres de formes obtenus par analyse d'image. a,b) Histogrammes du diamètre de Féret et PoA de l'échantillon du faciès A. c,d) Histogrammes du diamètre de Féret et PoA de l'échantillon du faciès C.

7.2.2 Micropores

Etant donné que la résolution des images obtenues par microtomographie n'est pas suffisante pour décrire les micropores, la caractérisation de ces derniers a été réalisée à partir de l'analyse d'images MEB et des données obtenues au MICP (les résultats sont rapportés et discutés dans le prochain chapitre).

Les images MEB ont été analysées suivant la même méthodologie que les images obtenues par microtomographie. Cependant, à ce niveau, il est important de souligner l'influence de la résolution (grossissement) sur la définition de la taille des pores. Elle est illustrée sur la Figure 50 qui montre un échantillon du faciès B à différents grossissements. Nous pouvons voir que le choix du grossissement (par exemple 938 fois ou 4,57k fois) a un impact sur la fraction des pores analysée ainsi que la taille des pores accessibles. Par soucis de représentativité, nous avons choisi un grossissement à 938 fois comme résolution de compromis qui permet d'analyser une zone plus large mais avec une mauvaise résolution des petits micropores (inférieurs à 0,1 μm) par rapport à un grossissement de 4,57k fois, plus utile pour définir la taille des particules.

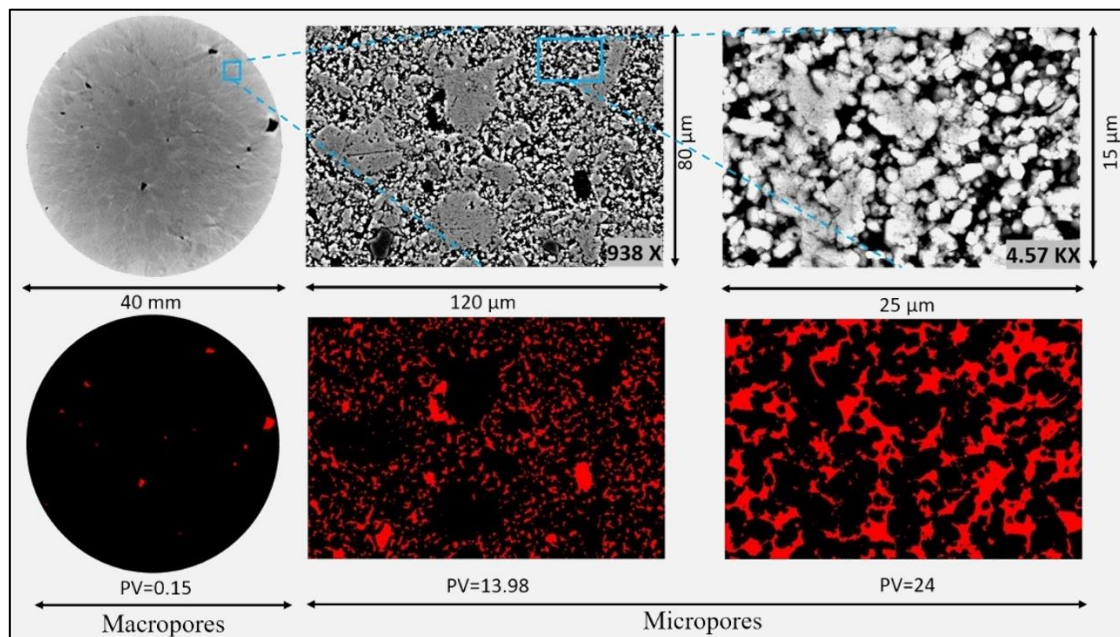


Figure 50. Influence de la résolution (grossissement) sur la définition des micropores d'un échantillon du faciès B. Les images du haut représentent les images traitées en 8-bit et les images du bas représentent les images segmentées.

Une série de 400 images a été analysée par échantillon. Les résultats (Figure 51 et Annexe 17) montrent que le faciès C' présente la fraction de micropores la plus élevée en moyenne (27%), suivi du faciès B avec 19%, puis du faciès C avec 10% et enfin du faciès A avec 4%. Les trois faciès B, C et C' présentent une surface moyenne de pores similaire (environ $1,8 \mu\text{m}^2$) tandis que le faciès A présente une surface moyenne de pores plus petite ($0,35 \mu\text{m}^2$). C'est également le cas du diamètre de Féret où le faciès A présente une valeur pas très élevée ($0,70 \mu\text{m}$) comparé aux trois autres ($1,7 \mu\text{m}$). En effet, la taille de pore dominante est comprise entre $0,7$ et $2 \mu\text{m}$ pour les faciès B, C et C' et entre $0,3$ et $0,5 \mu\text{m}$ pour le faciès A (Figure 51).

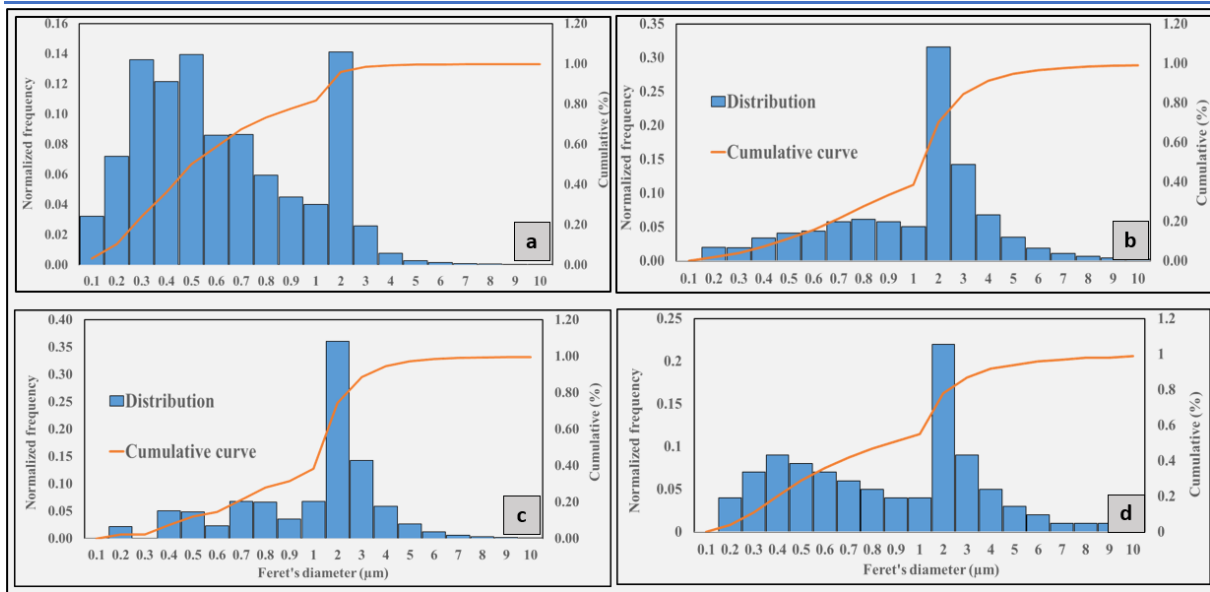


Figure 51. Histogrammes du diamètre de Féret des images obtenues à partir du MEB pour les échantillons du faciès A (a), B (b), C (c) et C' (d), respectivement.

En termes de forme et de type de pores, la plupart des pores sont de type interparticulaire de forme subarrondie. Il existe également des microfissures présentes dans tous les faciès de taille (ouverture) variable pouvant aller de 1 à 20 μm (Figure 52).

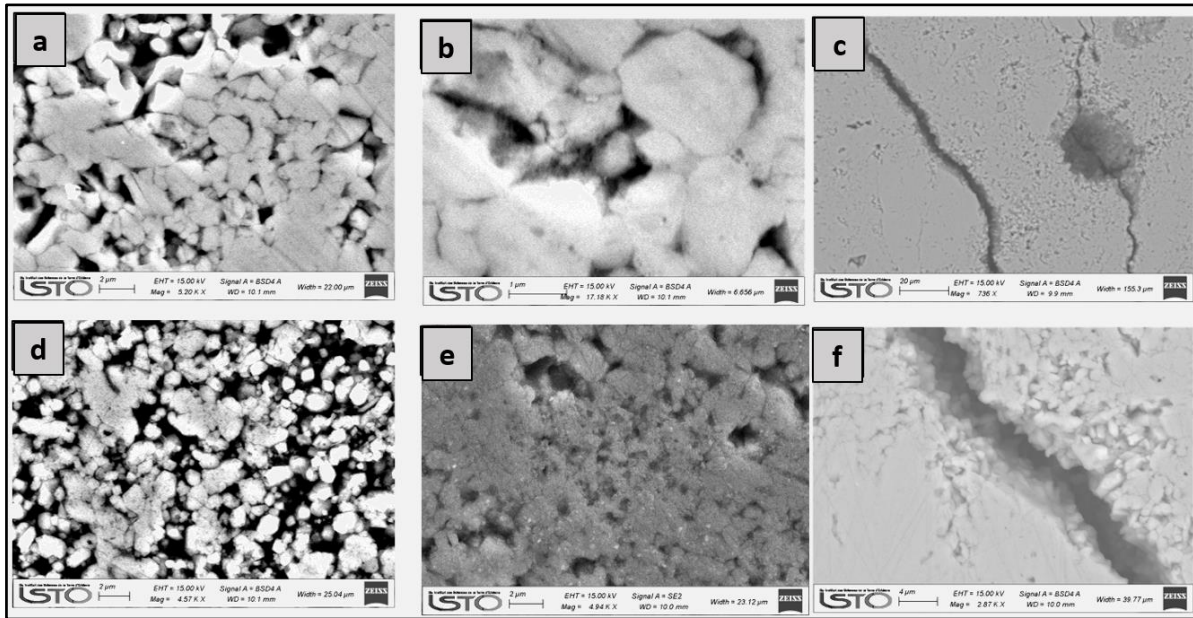


Figure 52. Détermination de la taille des particules et des fractures ou fissures. a,b) images de grain dans un échantillon du faciès C. d) image de grain dans un échantillon du faciès B. e) image de grain dans un échantillon du faciès A. c,f) images de fractures ou fissures dans un échantillon du faciès A.

7.3 Analyse minéralogique

Sur la base des résultats MEB/EDS, la composition chimique des calcaires de Beauce a été déterminée. Il est important de rappeler que l'EDS ne fournit qu'une composition chimique semi-quantitative sous forme d'oxyde (CaO, MgO, SiO₂, Al₂O₃, FeO). L'interprétation de ces oxydes en termes de minéraux est basée sur l'étude de Aldana et al. (2021) où les analyses XRD ont été réalisées (Figure 32).

Les résultats MEB/EDS mettent en évidence principalement trois zones avec des compositions chimiques différentes au sein de nos échantillons analysés. La première correspond à une zone où seuls deux oxydes sont présents, à savoir le CaO et le MgO. Cette zone est interprétée comme la matrice non altérée et sa composition minéralogique correspond à la calcite faiblement magnésienne (MgCaCO₃), principal constituant des calcaires de Beauce (Ménillet & Edwards, 2000; Aldana et al., 2021). Cette calcite, qui peut atteindre 100% de pureté, peut se retrouver sous forme de grain ou de ciment (calcite recristallisée) colmatant les cavités, comme on peut le voir sur la Figure 53a.

Dans la deuxième zone (Figure 53b), plusieurs oxydes sont présents en plus du CaO et du MgO. Cela conduit donc à une diminution de la proportion de CaO au profit de nouvelles espèces chimiques. Ces nouvelles espèces chimiques sont Al₂O₃, SiO₂, FeO et K₂O avec une forte proportion des deux premières (pouvant atteindre 80 % à certains endroits). Ils sont interprétés comme des minéraux détritiques composés de quartz (SiO₂), d'argiles et de minéraux de fer (la goéthite FeO(OH) notamment). Parmi les minéraux argileux, Aldana et al. (2021) a souligné la présence d'illite (K(Si₃Al)Al₂O₁₀(OH)₂), de kaolinite (Si₂O₅Al₂(OH)₄), de smectite (de type montmorillonite ((Na,Ca)_{0,3}(Al,Mg)₂Si₄O₁₀(OH)₂)) et palygorskite ((Si,Al)₄O₁₀(Al,Mg)₂(OH)₂), comme on peut le constater sur la Figure 32. Ce dernier est le minéral le plus prépondérant retrouvé dans la matrice après la calcite. En effet, la palygorskite, retrouvée majoritairement en proche surface, est caractéristique de la zone vadose (Meunier, 2005; Wang & Wang, 2019). Cette deuxième zone est interprétée comme une zone où la matrice est partiellement altérée avec la calcite qui est progressivement remplacée par des minéraux détritiques (principalement de la palygorskite). La proportion de calcite restante est directement liée à l'intensité de l'altération et donc à l'activité météorique.

La troisième zone est située à l'intérieur ou à proximité des macropores où l'on retrouve les mêmes espèces chimiques que dans la zone partiellement altérée, mais dans des proportions différentes. En effet, au sein ou à proximité des macropores, le FeO présente la proportion la

plus élevée, suivi des minéraux argileux (Figure 53c). La goethite se retrouve souvent en zone d'altération et est principalement liée aux épisodes de séchage après l'écoulement ou le stockage de l'eau (Velde & Meunier, 2008). Cette zone correspond à la zone où la matrice est complètement altérée.

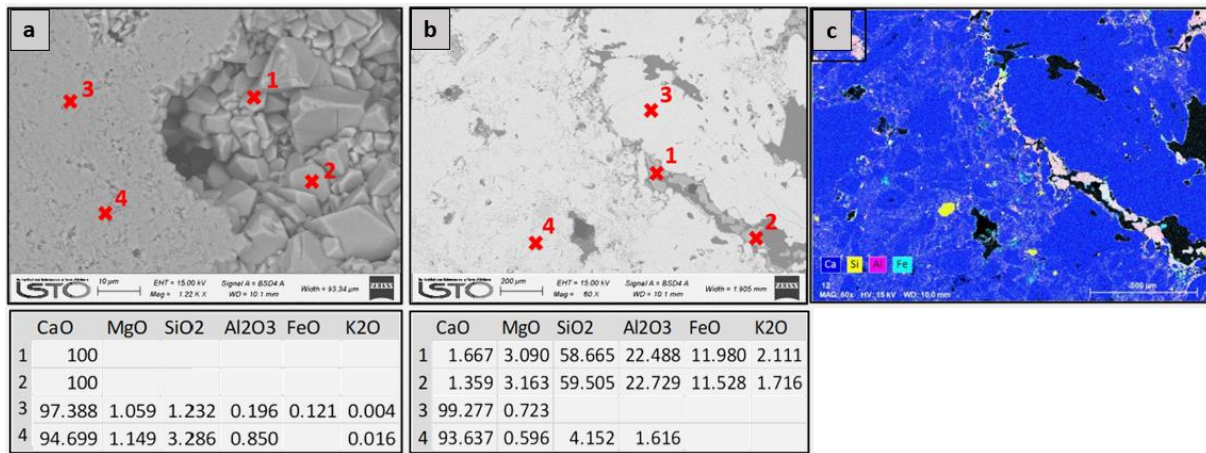


Figure 53. Images obtenues à partir du MEB mettant en évidence la variation de la composition chimique selon différentes zones. a) image MEB d'un échantillon du faciès A montrant la calcite pure et une matrice non altérée avec leurs compositions chimiques respectives. b) image MEB d'un échantillon du faciès A montrant la matrice non altérée et les cavités remplies de minéraux détritiques. c) Carte de composition chimique de l'image b, mettant en évidence la répartition des différentes espèces chimiques.

Tous les éléments définis se retrouvent dans nos différents faciès, mais dans des proportions différentes. En effet, la matrice non altérée est commune à tous les faciès, même si sa proportion semblerait plus élevée aux faciès B et C'. Ceci indique que ces deux faciès sont probablement à un stade précoce d'altération et qu'ils évolueraient vers la structure des faciès A et C si l'altération se poursuivait. De plus, le faciès C'est probablement moins impacté que le faciès B car sur ce dernier on peut observer directement quelques cavités de dissolution avec des traces d'oxydes de fer (Figure 47).

Naturellement, vu leur (micro)structure, on peut déduire que les faciès A et C sont à un stade avancé d'altération. Il est compliqué de hiérarchiser entre les deux faciès, mais si l'on considère uniquement la proportion de macropores, le faciès C, est un peu plus impacté. Ainsi, à la lumière de ces observations, il est possible d'établir une relation entre le degré ou l'intensité de l'altération et la proportion de macropores.

Enfin, les trois zones (Figure 54) définissent un profil d'altération classique que l'on retrouve dans les roches altérées en proche surface. Ce profil part d'une matrice saine qui, au contact de l'eau météorique, est progressivement remplacée par des matériaux argileux. L'étape finale est la dissolution complète de la calcite pour créer des cavités de dissolution où ne subsistent que des minéraux détritiques (dont la proportion dépend de la dynamique de l'aquifère). Outre ces cavités, des fractures et fissures sont également présentes. Bien qu'ils ne soient pas créés par l'activité de l'eau, ils sont probablement renforcés et agrandis par celle-ci, comme en témoigne la présence de minéraux détritiques dans ces fractures.

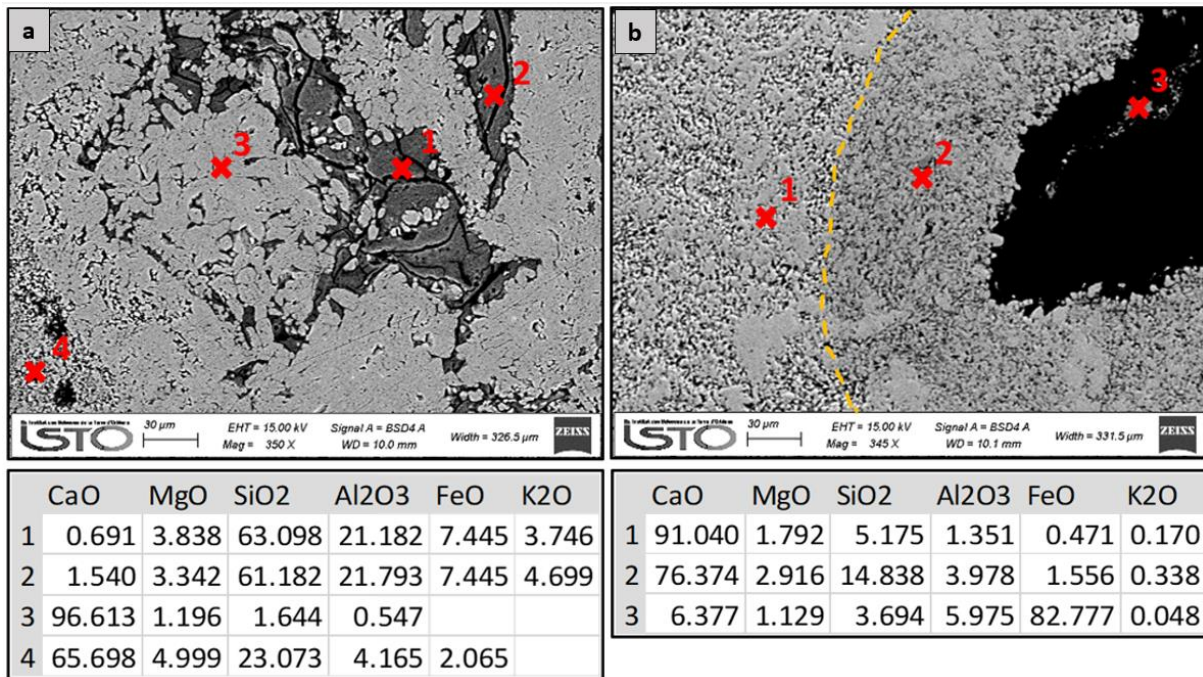


Figure 54. Images obtenues à partir du MEB mettant en évidence l'évolution du processus d'altération minéralogique. a) image MEB d'une matrice altérée à partir d'un échantillon du faciès B avec des compositions chimiques de quelques points. b) image MEB d'un échantillon du faciès C, mettant en évidence les trois zones d'altération différentes par leurs compositions chimiques respectives.

Ce premier chapitre de résultat présente les caractéristiques microstructurales et minéralogiques des différents faciès. Il en ressort deux types de microstructures, les faciès essentiellement microporeux avec des diamètres de pores petits (inférieur à 1 μm en moyenne) et les faciès plus impactés par les macropores tels que les cavités de dissolution et les fractures/fissures qui engendrent des diamètres de pores plus grands (autour de 200-300 μm).

D'un point de vue minéralogique, les différents faciès sont essentiellement composés de calcite magnésienne mais on note la présence de certains minéraux détritiques dus à l'altération. Parmi ces minéraux, la palygorskite est prépondérante. Nous avons aussi montré que la répartition et la proportion sont variables, notamment à proximité des macropores. Ce qui peut conduire à une relation positive entre proportion de macropores et degré d'altération.

Les prochains chapitres portent sur les relations pétroacoustiques et pétroélectriques, la question sera de savoir quelle influence auront ces microstructures et transformations minéralogiques sur les propriétés pétrophysiques et comment les caractériser par la pétrophysique.

CHAPITRE 8 : CARACTERISATION PETROACOUSTIQUE DES CALCAIRES DE BEAUCE

Dans ce chapitre, nous allons présenter les résultats obtenus à partir des mesures pétrophysiques, à savoir les mesures de porosité, de perméabilité et de vitesse acoustique à 500 kHz (longueur d'onde intermédiaire par rapport à 1000 kHz).

Les données consignées dans le Tableau 7, seront analysées dans un premier temps, puis elles seront discutées en lien avec les résultats du chapitre précédent (description macroscopique et composition minéralogique).

Tableau 7. Données des mesures pétrophysiques réalisées sur les échantillons de 2.5 et 4.0 cm de diamètre.

Faciès	Φ_{eff} (%)	ρ_b Solide (kg/m ³)	ρ_b Sèche (kg/m ³)	k (mD)	V_P sec (m/s)	V_P saturé (m/s)	V_S sec (m/s)	V_S saturé (m/s)
A40	6,24	2511	2354	2,98	5269	5361	3435	2712
A40	7,39	2651	2455	7,66	4706	5030	3308	2870
A25	7,84	2635	2429	1,34	5162	5065	3467	3018
A25	6,10	2632	2471	3,11	5348	5435	3171	3497
B40	6,18	2517	2362	0,44	5244	5209	3482	3349
B40	6,57	2537	2370	0,08	5522	5339	3393	3332
B25	6,60	2699	2521	0,84	4788	5184	2982	2701
B25	7,25	2691	2496	0,34	5128	5263	3376	2877
C40	5,43	2480	2346	3,21	5324	5979	3084	4140
C40	3,83	2509	2412	1,68	5760	5216	3675	3668
C25	7,74	2679	2472	2,32	4789	4817	2740	2857
C25	7,15	2586	2402	2,86	5295	5417	3361	3052
C'40	11,68	2654	2344	0,36	4597	4724	3062	2974
C'40	11,53	2641	2337	0,43	5057	4672	3335	3210
C'25	11,52	2650	2345	0,27	4779	4762	3466	2681
C'25	11,96	2642	2326	0,11	4741	4882	2801	3103

8.1 Propriétés réservoirs des calcaires de Beauce

8.1.1 Porosité effective, masse volumique et perméabilité

Comme le montre le Tableau 7 et la Figure 55a, la porosité effective varie globalement entre 3,83 et 11,96 %, avec une valeur moyenne de 7,81 %. Il n'y a pas de tendance claire vis-à-vis de la profondeur pour les faciès A, B et C en considérant leur valeur moyenne. En effet, les faciès A et B montrent des valeurs moyennes très proches (6,65 et 6,74%) avec des variations (écart-type) différentes (0,74 et 0,39% respectivement). Le faciès C présente la porosité effective moyenne la plus faible (6,04 %) avec une variation de 1,53 % tandis que le faciès C' se distingue comme le plus poreux avec une valeur moyenne de 11,67 % et une variation très faible de 0,18 %.

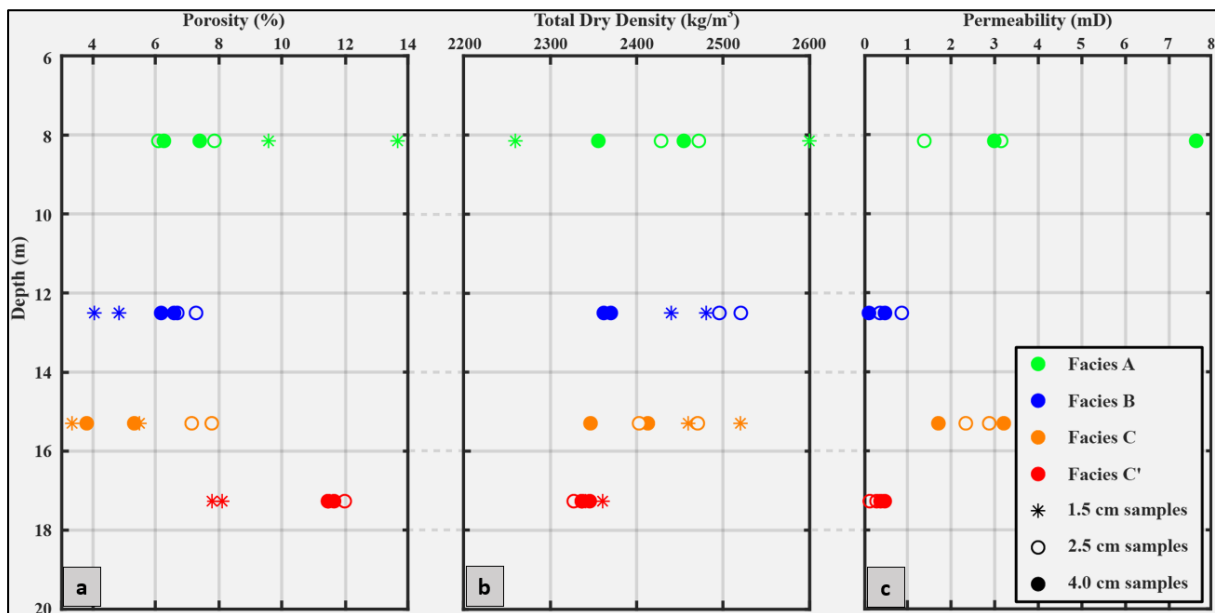


Figure 55. Propriétés réservoirs des différents échantillons en fonction de la profondeur. a) porosité effective avec une incertitude $\pm 0,5\%$. b) masse volumique sèche avec une incertitude $\pm 25 \text{ kg/m}^3$. c) perméabilité absolue avec une incertitude $\pm 0,02 \text{ mD}$.

La masse volumique sèche (Figure 55b) varie entre 2326 et 2521 kg/m^3 . Comme pour la porosité effective, aucune tendance particulière n'est constatée en fonction de la profondeur pour les faciès A, B et C. Le faciès a une masse volumique sèche plus faible que les autres faciès C' (2338 kg/m^3 en moyenne). Il est suivi du faciès C avec une valeur moyenne de 2408 kg/m^3 et des faciès A et B, qui présentent des valeurs similaires (respectivement 2436 et 2437 kg/m^3). On note une variation similaire entre les faciès B et C tandis que le faciès A montre la plus grande variation.

La perméabilité intrinsèque, présentée sur la Figure 55c, est globalement faible avec des valeurs comprises entre 0,08 et 7,66 mD. Les faciès B et C' ont les perméabilités moyennes les plus faibles (0,43 et 0,29 mD) avec une variation très faible par rapport aux autres. En revanche, les faciès A et C présentent des perméabilités moyennes plus élevées (3,66 et 2,53 mD) avec une plus forte variation, notamment pour le faciès A.

8.1.2 Porosité, masse volumique et taille de pore à partir du MICP et surface spécifique BET

Le Tableau 8 présente les données traitées obtenues à partir des mesures de porosité au mercure (Hg) et BET. La porosité et la masse sèche sont également présentées sur la Figure 55 avec des étoiles.

Tableau 8. Résultats des mesures de porosité (Φ_{eff}), masse volumique (ρ_b) et diamètre de pores (d), la longueur caractéristique (l_c) et la surface spécifique (S_{por}) effectuées sur les échantillons de 1,5 cm de diamètre.

Faciès	Φ_{eff} (%)	ρ_b Sèche (kg/m ³)	ρ_b Solide (kg/m ³)	d moyen (μm)	l_c (μm)	S_{por} BET (m ² /g)
A15	13,61	2260	2613	0,0368	218,89	5,37
A15	9,57	2600	2599	0,0157	17,49	5,18
B15	4,85	2440	2568	0,0071	74,75	12,67
B15	4,02	2480	2581	0,0087	218,89	13,02
C15	3,17	2520	2600	0,021	47,52	3,42
C15	5,41	2460	2605	0,019	217,79	8,98
C'15	8,09	2360	2567	0,0091	28,452	14,70
C'15	7,85	2340	2536	0,0081	469,74	14,14

La porosité mercure varie de 4,02 à 13,61 % et la masse volumique sèche varie de 2260 à 2520 kg/m³. Ces plages sont globalement similaires à celles obtenues avec la méthode de triple pesée. Il existe cependant quelques différences au niveau de certains faciès. En effet, la porosité mercure du faciès A présente une valeur moyenne et une variation plus élevée. Pour les autres faciès, la porosité mercure est inférieure à la porosité effective, notamment pour le faciès C'.

La masse volumique sèche semble être en meilleur accord avec la méthode de triple pesée. C'est également le cas de la masse volumique solide en moyenne (Tableau 7 et Tableau 8). En effet, l'ajout des masses volumiques mesurées au mercure ne change pas la tendance globale, ni la valeur moyenne pour chaque faciès, comme on peut le constater sur la Figure 55b. On peut remarquer que la variation de la masse volumique du faciès A est, comme pour la porosité, largement augmentée avec la mesure au mercure. Enfin, la masse volumique sèche des faciès C et C' est légèrement augmentée par cette mesure, notamment pour le faciès C.

D'un point de vue théorique, on s'attend à un bon accord entre les deux méthodes pour la masse volumique sèche, car cette dernière n'est pas affectée par la propriété non mouillante du mercure. Ce n'est pas le cas de la porosité, puisque la porosité mercure est moins précise que celle de pesée hydrostatique en raison des limites d'accessibilité du mercure et la présence de cavités aux bords de l'échantillon. En effet, Leroy et al. (2019) montrent que les pores en dessous de 4 nm (notamment les matériaux argileux) ne sont pas accessibles au mercure, De plus, la structure des calcaires de Beauce, présentant de grands pores et fractures localisés, crée un effet de taille évident qui affecte fortement la porosité plus que la masse volumique sèche. Cet effet de taille sera abordé au chapitre 10.

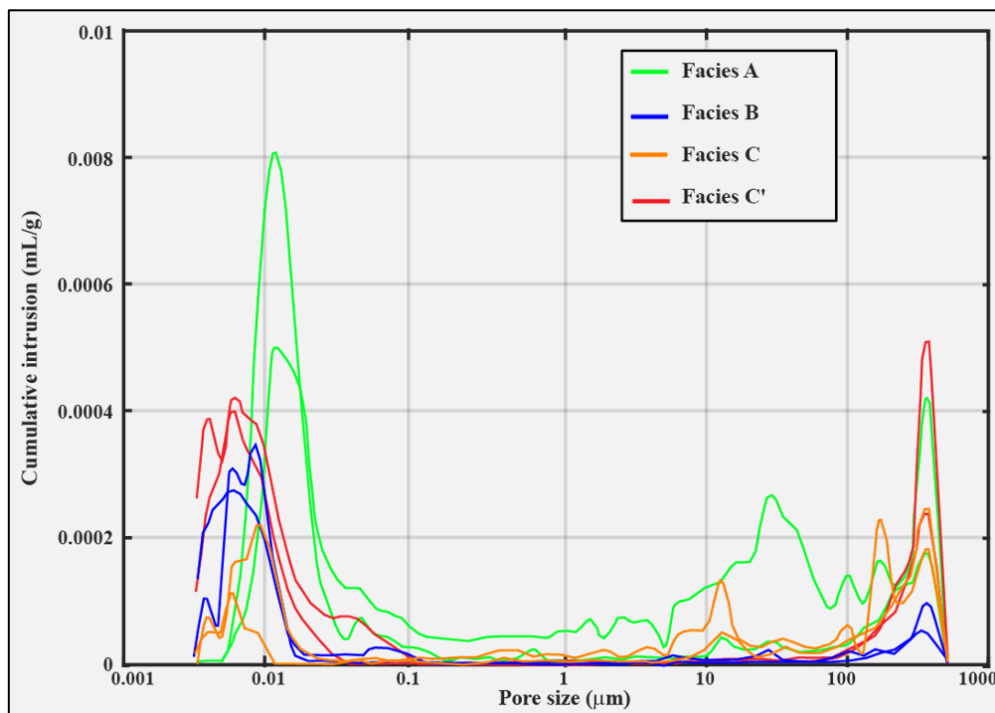


Figure 56. Distribution de la taille des pores obtenue à partir de la mesure au mercure des échantillons (2 échantillons par faciès) de 1,5 cm de diamètre.

Comme évoqué au niveau de la méthodologie, la porosité mercure donne accès à d'autres propriétés réservoirs qui sont la distribution de taille de pores et le diamètre moyen des pores. Sur la Figure 56, on constate que la distribution de taille des pores est assez uniforme d'un faciès à l'autre, bien que n'ayant pas la même amplitude. Tous les faciès présentent principalement deux pics : le premier autour de 0,003 à 0,01 μm et le second autour de 100 à 300 μm ou au-dessus. Il existe en outre quelques petites variations spécifiques aux faciès A et C. Compte tenu des limites évoquées, les pics autour de 300 μm ou plus peuvent être considérés comme non représentatifs de notre espace poreux à l'échelle de l'échantillon (1,5 cm de diamètre). En effet, ces pics correspondent aux effets de surface observés à très basse pression provoqués par la présence de macropores sur le bord de l'échantillon (Zinszner & Pellerin, 2007).

Concernant le diamètre moyen des pores (Tableau 8), on constate que les faciès A et C possèdent des diamètres de pores moyens élevés comparés aux faciès B et C'. Au vu de la valeur très faible de ces diamètres de pores (nm), il ressort clairement que, c'est principalement la microporosité (porosité retrouvée dans les matrices) qui a été évaluée et que seule une petite partie des macropores a été intégrée.

Quant à la surface spécifique (Tableau 8), ces valeurs montrent une très bonne corrélation avec la taille moyenne des pores. En effet, les faciès A et C ayant les tailles de pores élevées montrent des surfaces spécifiques BET plus petites, contrairement aux faciès B et C'. En ce qui concerne les écarts entre échantillons du même faciès, seul le faciès C montre un écart relativement important (3,42 contre 8,98 m^2/g).

8.1.3 Relation porosité effective et masse volumique

On s'attend, pour une minéralogie constante, à ce qu'une augmentation de la porosité totale conduise linéairement à une diminution de la masse volumique (équation 32, section 3.3). Ceci n'est pas le cas pour nos échantillons, comme on peut le constater sur la Figure 57.

Une variation dans la composition minéralogique des échantillons (présence d'autres minéraux que la calcite), pourrait expliquer que certains échantillons ne suivent pas la tendance théorique. En effet, l'analyse semi-quantitative SEM/EDS démontre que les calcaires de Beauce ne sont pas exclusivement constitués de calcite. Ceci est corroboré aussi par les masses volumiques solides trouvées à la fois pour la méthode de triple pesée (Tableau 7) ou la méthode MICP (Tableau 8). Cette masse volumique est inférieure à celle de la calcite pure (2710 kg/m^3), ce qui montre la contribution des minéraux détritiques (par exemple, la palygorskite avec une masse

volumique de 2300 à 2400 kg/m³ (Wypych, 1999) ou même inférieure jusqu'à 1 000 kg/m³ (Galán, 1996)). Seuls les échantillons du faciès C' avec une valeur moyenne de 2647 kg/m³ montrent des valeurs proches de celle de la calcite pure. Ces observations sont également en bon accord avec l'étude d'Aldana et al. (2021), qui montre que la partie consolidée du calcaire de Beauce est composée d'à peu près 90% de calcite et le reste est constitué de quartz et d'argiles. Cependant, cette composition minéralogique devrait tout de même conduire à une bonne relation linéaire, ce qui n'est pas le cas.

Cette légère variation minéralogique ne suffit donc pas à expliquer la déviation importante de certains échantillons. Ainsi, l'aspect minéralogique n'est probablement pas le seul facteur déterminant. Certaines limites inhérentes à la méthode de triple pesée concernant la mesure de porosité effective pourraient expliquer ce résultat. En regardant la porosité effective, on remarque que les échantillons peuvent être divisés en deux groupes. D'un côté, on a le faciès C' qui apparaît comme homogène tant en termes de structure de pores (Figure 55) qu'en termes de masse volumique solide (Tableau 7). Il en résulte une relation linéaire relativement meilleure (bien que non exacte avec un $R^2=0,68$) pour ce faciès.

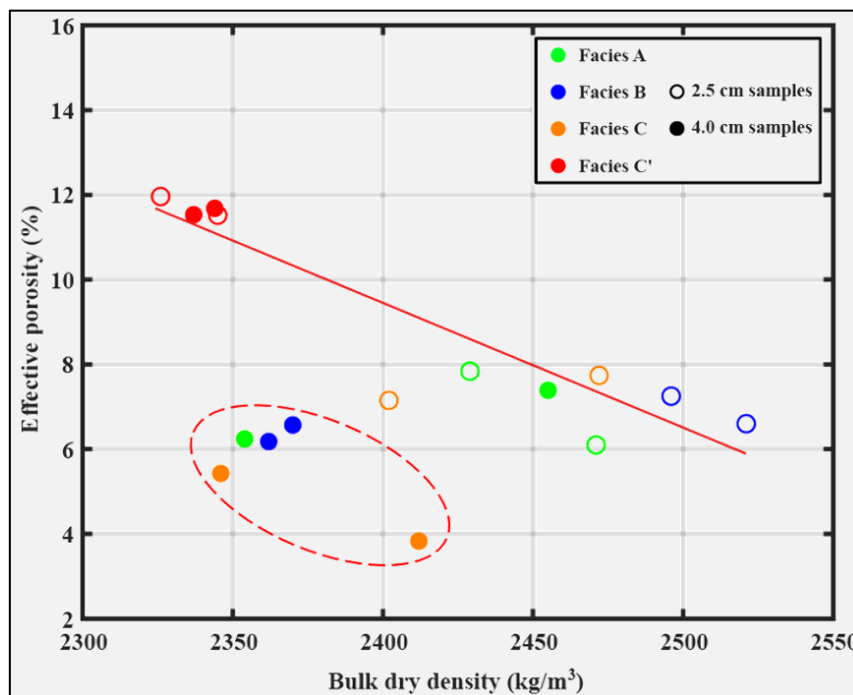


Figure 57. Relation entre la porosité effective et la masse volumique sèche. Ligne rouge : droite de régression sans les cinq échantillons encerclés en pointillé rouge. Equation de la droite : $\phi_{\text{eff}} = -0,0386 \rho_{b_sec} + 105,71$, $R^2=0,84$.

Dans le second groupe (faciès A, B et C), seul le faciès A suit la tendance théorique lorsque l'on considère que 3 échantillons au lieu de 4. L'échantillon qui ne suit pas la tendance théorique est un échantillon de 4 cm de diamètre qui montre une faible porosité effective. On constate ainsi qu'il existe une certaine ségrégation entre les échantillons de 2,5 et 4,0 cm de diamètre, mise clairement en évidence par les faciès B et C.

Notre interprétation de ces observations est que la présence de cavités et de fractures conduit à une sous-estimation de la porosité effective, qui conduit à son tour à une sous-estimation de la masse volumique solide. De plus, cette sous-estimation est exacerbée par l'effet de taille, car contrairement aux petits échantillons, les grands échantillons contiennent plus de cavités (vugs), de fractures ou de minéraux altérés (avec une masse volumique plus faible comme la palygorskite). Il peut ainsi y avoir un biais de mesure ou une limite de la méthode de triple pesée en raison de cavités, de fractures ou de pores non connectés. En effet, il a été démontré que cette méthode peut rencontrer des problèmes lorsqu'il s'agit d'échantillons altérés et/ou fracturés présentant de grandes hétérogénéités, rendant les mesures des masses saturées et immergées plus compliquées (Amyx et al., 1960; API, 1998). Cependant, des efforts (suivi et répétition de l'étape de saturation et mesures de masses) ont été faits pour atténuer ces problèmes.

Enfin, en ne considérant pas les cinq échantillons encerclés (responsable de la déviation observée), on retrouve une meilleure corrélation entre porosité effective et densité apparente sèche, matérialisée par la ligne rouge ($R^2 = 0,84$) pour les échantillons restants.

8.1.4 Relation porosité effective et perméabilité et taille des pores

La Figure 58 montre la perméabilité en fonction de la porosité effective. On remarque globalement une mauvaise corrélation avec un effet de clustering similaire à celui vu précédemment (faciès A, B et C d'un côté et faciès C' de l'autre). Cette absence de corrélation est mise en évidence notamment par le faciès C' qui présente la porosité effective la plus élevée mais la perméabilité la plus faible. Cela n'est pas surprenant car ces types de relations sont souvent linéaires pour des réservoirs homogènes comme les réservoirs silicoclastiques (Figure 7), comme on l'a montré dans la section 2.3. Pour des carbonates complexes, d'autres facteurs comme la texture, la taille des pores, la connectivité des pores ou la tortuosité peuvent avoir une plus grande influence.

Pour évaluer cela, deux modèles empiriques ont été utilisés pour prédire la perméabilité. Ces deux modèles intègrent à la fois les informations sur la porosité effective et la structure des pores. Cette dernière est estimée à partir de la taille des pores. Ainsi, en considérant un diamètre moyen de pores (Tableau 8) par faciès, nous avons calculé la perméabilité basée sur la relation Kozeny-Carman (KC) (équations 13 et 14, section 2.3.1) et celle de Winland (équation 19, section 2.3.2).

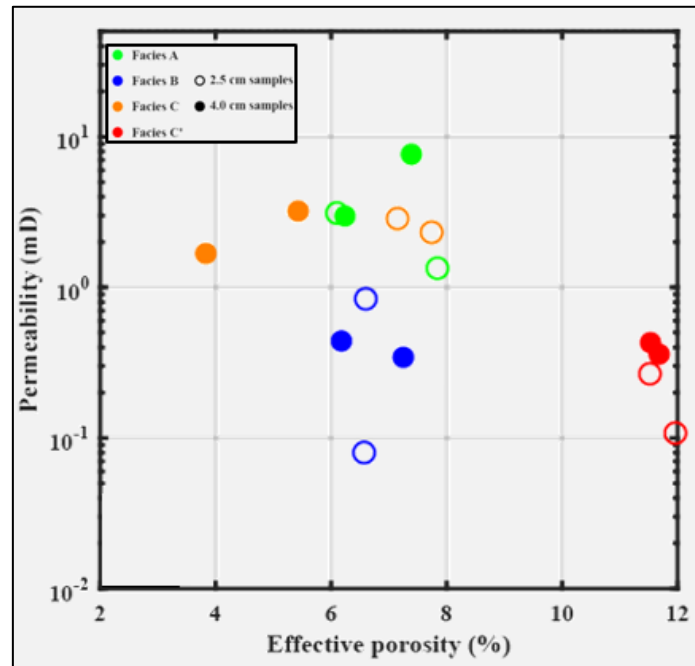


Figure 58. Relation perméabilité et porosité effective de tous les échantillons.

Les perméabilités prédites par la relation de Winland sont globalement meilleures que celles prédites par la relation Kozeny-Carman. Ces dernières (Figure 59a) sous-estiment toujours (parfois de deux ordres de grandeur) celles mesurées, alors que les perméabilités obtenues par le modèle Winland (Figure 59b) sont globalement du même ordre de grandeur que celles mesurées. Bien que le modèle de Kozeny-Carman ne parvienne pas à bien prédire les perméabilités mesurées, il explique, dans une moindre mesure, l'influence de la microporosité et de la macroporosité sur la perméabilité. En effet, les faciès B et C' caractérisés par de très petits diamètres de pores et une porosité effective plus homogène (ce qui pourrait laisser penser à une structure de pores plus homogène) montrent une prédiction pertinente (même ordre de grandeur). D'un autre côté, les faciès A et C plus hétérogènes (plus de macropores) en termes de structure des pores, sont plus difficiles à modéliser par le modèle Kozeny-Carman. Ainsi, pour les faciès B et surtout C', la microporosité retrouvée dans les matrices contrôle essentiellement la perméabilité.

Les perméabilités prédites par la relation de Winland montrent une nette ségrégation liée à la structure ou microstructure des différents faciès avec les faciès B et C' d'un côté et A et C de l'autre. Contrairement au modèle Kozeny-Carman, ces derniers sont bien estimés par le modèle Winland. Une légère surestimation est observée et peut être due à la perméabilité à l'air non corrigée utilisée dans le modèle de Winland. De plus, comme on l'a évoqué dans la section 2.3, d'autres études ont montré que le R35 (équation 19, section 2.3.2) considéré pour le modèle de Winland, peut ne pas être adapté pour certains réservoirs carbonatés (Pittman, 1992; Jaya et al., 2005; Rezaee et al., 2006; Miaomiao et al., 2022).

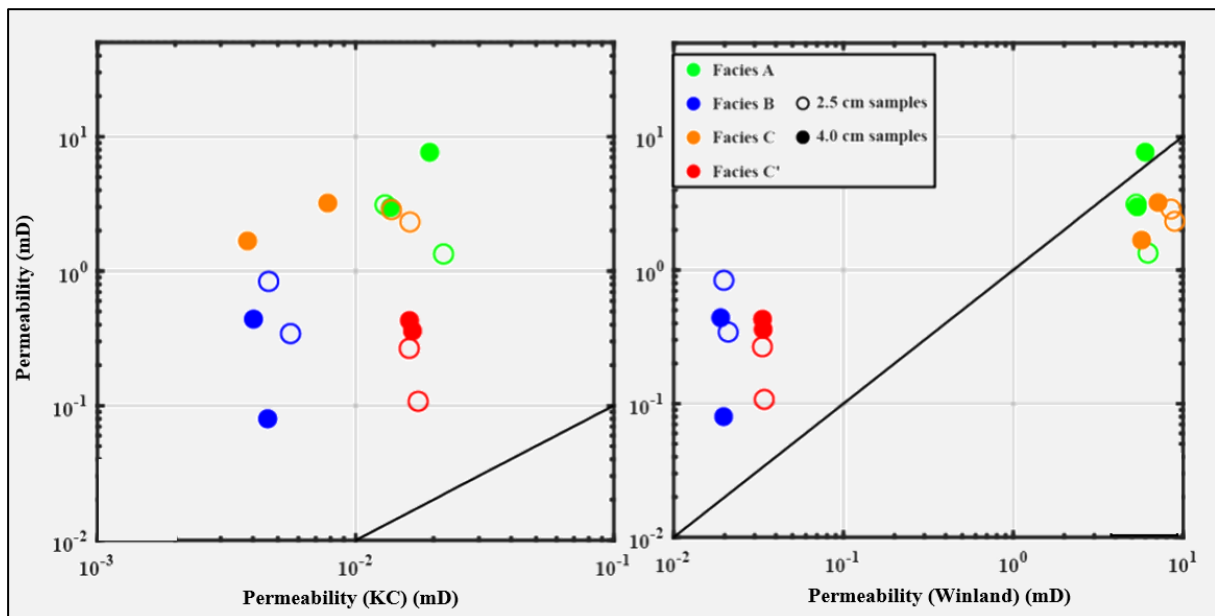


Figure 59. Modèles de perméabilités. a) perméabilité mesurée en fonction de celle prédite par le modèle de Kozeny-Carman. b) perméabilité mesurée en fonction de celle prédite par le modèle de Winland. Ligne noire : ligne 1:1.

Nous soulignons ici que la relation perméabilité-porosité de nos carbonates est très dépendante de la microporosité qui est principalement liée aux matrices micritiques de nos roches et de la macroporosité due à l'altération et à la fracturation. Cette texture micritique contrôle la microporosité, donc la porosité effective. On a également une grande influence de la macroporosité contrôlée par la présence de fractures, fissures et cavités qui relie probablement la microporosité, comme le montre la présence d'oxydes de fer et de phyllosilicates à proximité de ces macropores. Par conséquent, la présence de macropores peut augmenter la perméabilité sans pour autant augmenter la porosité effective comme l'a suggéré Lucia (1983).

8.2 Propriétés acoustiques des calcaires de Beauce

8.2.1 Analyse des vitesses V_P et V_S

Avant de présenter les différentes vitesses obtenues, revenons sur la relation entre longueur d'onde et la taille des hétérogénéités. En effet, l'analyse microstructurale réalisée met en lumière la présence de quelques macropores de tailles millimétriques qui pourraient impacter nos mesures de vitesses, ainsi que des micropores que l'on cherche à caractériser. Or, une onde ne peut pas « voir » toutes les hétérogénéités selon sa longueur d'onde. En effet, dans la littérature on retrouve une approximation concernant la taille minimale des hétérogénéités à laquelle est sensible la mesure d'environ $\lambda_l/30$ (Mallet et al., 2022a). Cependant, cette limite peut varier en fonction de la qualité des mesures (signal sur bruit). Ceci doit donc être pris en compte lors de l'interprétation des données acoustiques au regard de l'analyse microstructurale réalisée (chapitre 7). Ainsi, en considérant cette taille minimale détectable avoisinant le trentième de la longueur d'onde, les mesures à 1000 et 500 kHz seront très peu sensibles aux hétérogénéités de tailles inférieures à 160 et 330 μm , respectivement. Ceci justifie donc le choix de la fréquence de 500 kHz pour cette partie pétroacoustique.

Les Figure 60 et Figure 61 montrent les vitesses V_P et V_S (secs et saturés) obtenues à 500 kHz en fonction de la profondeur avec une incertitude de ± 50 m/s et ± 30 m/s, respectivement. En condition sèche, les vitesses V_P varient de 4597 à 5760 m/s avec une valeur moyenne de 5094 m/s. Les vitesses V_S varient de 2740 à 3675 m/s avec une valeur moyenne de 3259 m/s. Le ratio V_P/V_S varie de 1,38 à 1,75, avec une valeur moyenne de 1,57.

Une analyse détaillée montre que le faciès C' présente les vitesses V_P et V_S , les plus faibles (respectivement 4793 et 3166 m/s), avec une variation en V_P inférieure à celle en V_S . Les autres faciès montrent une plus grande variation, notamment le faciès C avec des vitesses V_P et V_S qui varient respectivement de 4800 à 5800 m/s et de 2750 à 3700 m/s. Ce faciès est caractérisé aussi par des vitesses élevées et un ratio V_P/V_S de 1,65 contre 1,52 pour le faciès C'.

Les faciès A et B ont des vitesses V_P très similaires en moyenne (respectivement 5167 et 5170 m/s) avec une variation équivalente pour les deux. La différence est plus prononcée concernant les vitesses V_S où l'on a 3110 m/s pour le faciès A contre 3308 m/s pour le faciès B. Ce dernier présente également une variation plus élevée. Concernant le ratio V_P/V_S , les faciès A et B ont la même valeur 1,56.

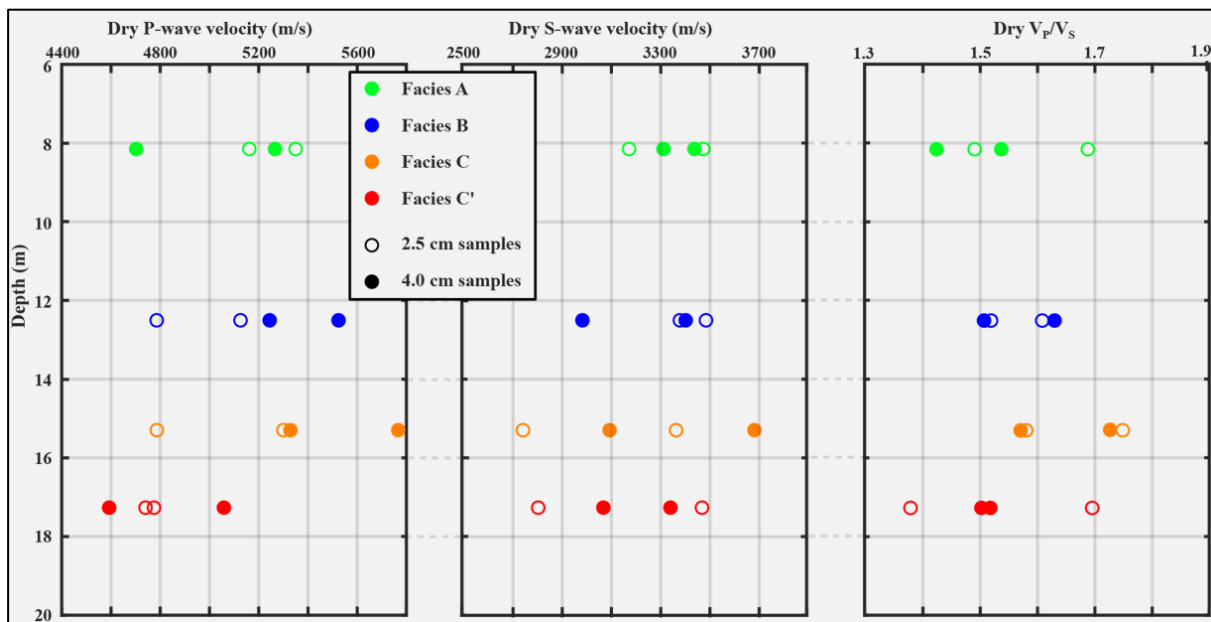


Figure 60. Vitesses acoustiques sèches en fonction de la profondeur avec V_P sèche avec une incertitude de ± 50 m/s (a), V_S sèche (b) avec une incertitude de ± 30 m/s et V_P/V_S sèche (c).

En condition saturée (Figure 61), les vitesses V_P varient de 5979 à 4672 m/s tandis que les vitesses V_S varient de 2681 à 3210 m/s. Le ratio V_P/V_S varie de 1,42 à 1,98. Comme en condition sèche, le faciès C' apparaît avec les vitesses moyennes les plus faibles (4760 et 2992 m/s) accompagnées d'une variation plus faible tant en V_P qu'en V_S . Le faciès C présente les vitesses moyennes les plus élevées (5357 et 3429 m/s) avec une grande variation. Les faciès A et B ont des vitesses V_P et V_S similaires et une variation similaire uniquement en V_S . La variation en V_P du faciès B est la plus faible.

Le ratio V_P/V_S saturé est aussi varié qu'en condition sèche. Les faciès C' et C montrent des valeurs très proches (1,60 et 1,58) tout comme les faciès A et B (1,70 et 1,73).

Globalement, les valeurs de V_P et V_S , notamment celles du ratio V_P/V_S obtenues pour les calcaires de Beauce sont en bon accord avec plusieurs études réalisées sur les réservoirs carbonatés (Rafavich et al., 1984; Anselmetti & Eberli, 1993; Assefa et al., 2003). Ces études montrent des valeurs comprises entre 1,6 et 2,2, qui sont légèrement supérieures aux nôtres. Cependant, ces données portent sur des réservoirs plus profonds avec des pressions effectives sans doute plus élevées et donc certainement plus compacts et plus rigides comparés aux calcaires de Beauce.

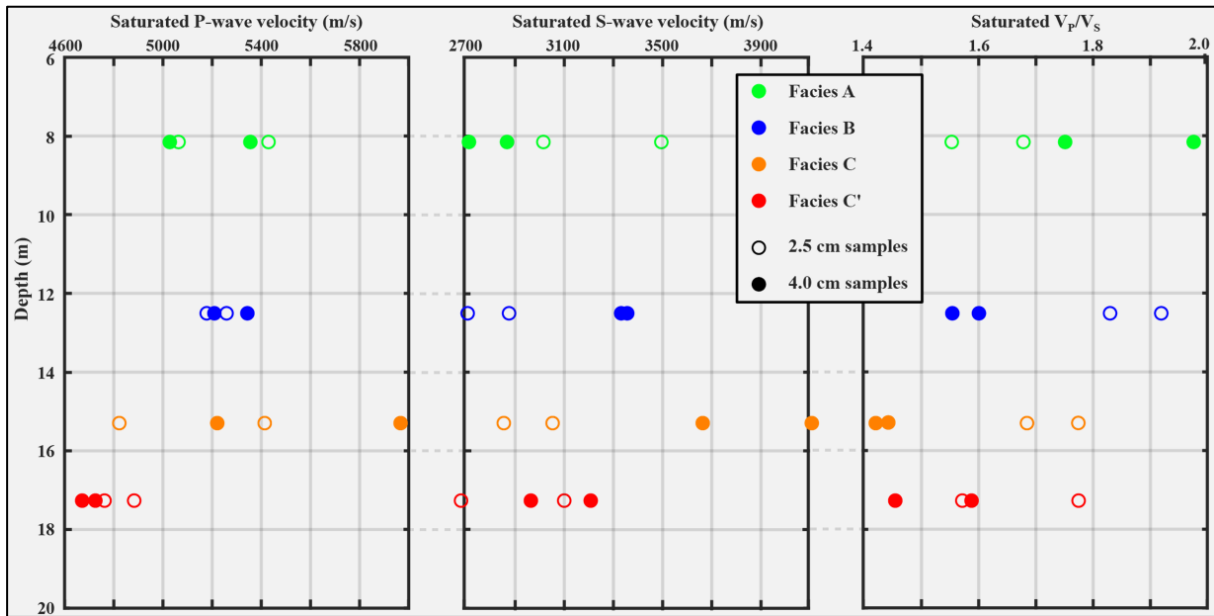


Figure 61. Vitesses acoustiques saturées en fonction de la profondeur avec V_P saturée avec une incertitude de ± 50 m/s (a), V_S saturée avec une incertitude de ± 30 m/s (b) et le ratio V_P/V_S saturé (c).

8.2.2 Relations V_P et V_S et lien avec la minéralogie

De prime abord, la Figure 62 ne montre aucune corrélation linéaire claire entre les vitesses V_P et V_S . Sur la Figure 62a, on a une régression linéaire avec un $R^2 = 0,5$ et sur la Figure 62b, le meilleur ajustement a un $R^2=0,01$ (non représenté). Il convient de noter que le meilleur ajustement est la relation qui fournit le meilleur coefficient de corrélation parmi plusieurs relations de bases (linéaire, exponentielle, logarithmique, polynomiale d'ordre 2,...). Ce meilleur ajustement peut ne pas avoir un sens physique mais présente un intérêt statistique (difficulté à lier deux variables). Sur cette Figure 62b, cinq échantillons présentent un ratio V_P/V_S relativement faible. Une fois que ces échantillons ne sont pas considérés, la corrélation s'améliore mais reste faible ($R^2=0,59$). Cette difficulté à lier V_P et V_S est également mise en évidence par les modèles empiriques de Pickett (équation 30, section 3.3) et Greenberg & Castagna (équation 31, section 3.3). Ces deux modèles sous-estiment significativement les vitesses V_S quel que soit le faciès et surestiment les vitesses V_P , même si celle de Pickett (avec un RMSE (Root Mean Square Error) = 27) est légèrement meilleure que celle de Greenberg & Castagna (RMSE = 31).

Cette difficulté à lier directement V_P à V_S peut s'interpréter en termes d'hétérogénéités microstructurales et minéralogiques qui caractérisent les calcaires de Beauce. La variation minéralogique (liée à l'altération) présente dans certains échantillons pourrait expliquer en partie cette différence. En effet, les modèles empiriques sont basés sur une composition monominérale (calcite pure), ce qui n'est pas exactement notre cas.

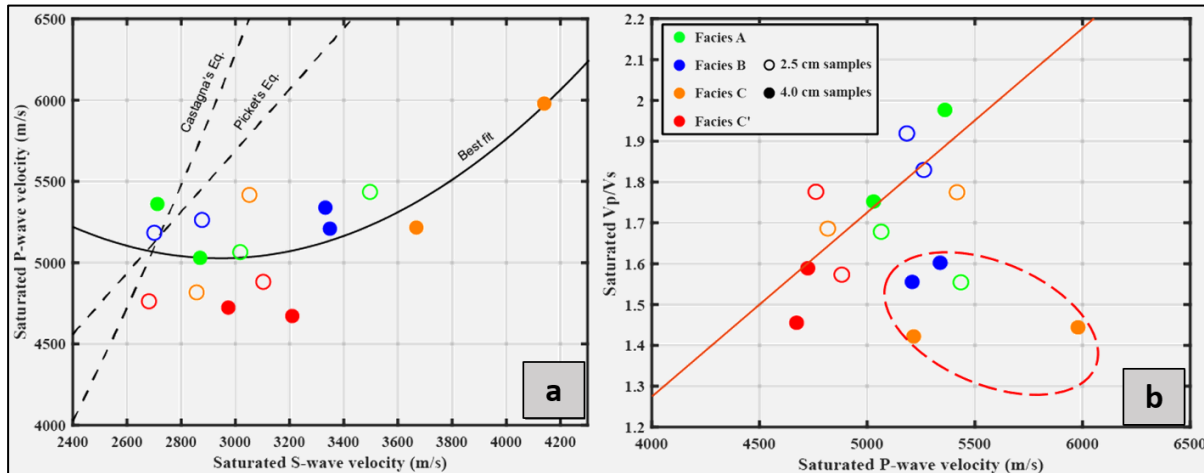


Figure 62. Relation entre les vitesses V_P et V_S . a) V_P saturée en fonction de V_S saturée. Lignes pointillées : modèles empiriques de Greenberg & Castagna et de Pickett. Ligne pleine : droite de meilleur ajustement avec l'équation : $V_P = 0,0007 V_S^2 - 3,8778 V_S + 10729$. b) ratio V_P/V_S saturé en fonction de V_P saturée. Ligne rouge : droite de régression sans les cinq échantillons encerclés en rouge. Equation de droite : $V_P/V_S = 0,0004 V_P - 0,5097$.

Par ailleurs, la présence de fractures/fissures et de cavités sur certains échantillons influence la rigidité de nos échantillons, ce qui peut entraîner de faibles valeurs de V_P , ce qui va se traduire par des faibles valeurs du ratio V_P/V_S pour certains échantillons. Les cinq échantillons encerclés (Figure 62b) montrent des valeurs de V_S élevées par rapport à celles de V_P , expliquant ainsi les faibles valeurs du ratio V_P/V_S . Cette observation montre que la variation minéralogique d'une part et la macroporosité d'autre part ont plus d'impact sur V_P que sur V_S . Ces échantillons présentent d'ailleurs, les masses volumiques solides les plus faibles et sont aussi les plus affectés par la présence de macropores.

8.2.3 Effet du fluide sur les vitesses V_P et V_S

La Figure 63 montre la comparaison entre les vitesses V_P et V_S sèches d'un côté et saturées de l'autre. Nous constatons une corrélation linéaire relativement meilleure pour V_P comparée à V_S . Aussi, on remarque que la saturation en eau tend à homogénéiser (réduire la variation de

vitesse) les vitesses V_P mais pas les vitesses V_S . Elle est notamment plus visible pour les faciès B et C'. Cette saturation en eau a pour effet d'augmenter les vitesses V_P , ce qui est cohérent avec la théorie et les études réalisées sur des réservoirs silicoclastiques ou carbonatés (Gassmann, 1951; Cadoret et al., 1995; Domenico, 1976; Assefa et al., 2003; Lebedev et al., 2009; Sun et al., 2022). En effet, la saturation tend à augmenter la pression effective en augmentant la pression interstitielle, ce qui a pour effet d'augmenter la rigidité de la roche et donc d'augmenter le module de rigidité qui entre en compétition avec l'effet de la masse volumique comme on l'a évoqué dans la section 4.4. Ceci pourrait donc expliquer pourquoi les vitesses V_P saturées ne sont pas toujours supérieures aux vitesses sèches. Concernant V_S , la saturation ne se manifeste que par une diminution des vitesses, ce qui est également conforme à la théorie, même si des variations peuvent être observées.

Au final, pour des réservoirs complexes tels que les calcaires de Beauce, l'évolution des vitesses en fonction de la saturation en eau peut être très complexe car elle dépend de la porosité, de la structure des pores, de la texture, de l'état de saturation et même de la fréquence, ce qui pourrait expliquer pourquoi, dans notre cas, quelques échantillons ne suivent pas la tendance générale.

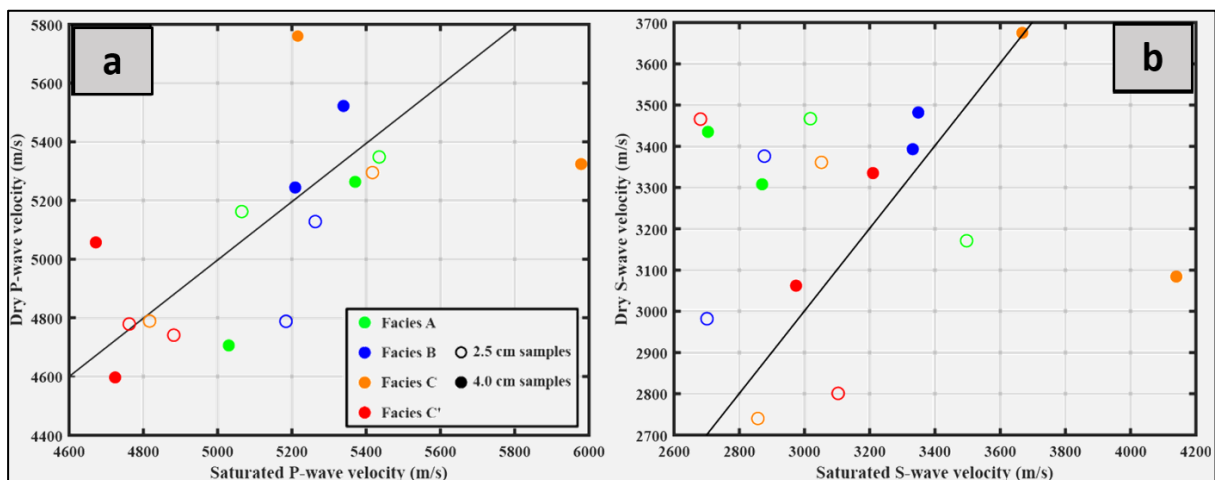


Figure 63. Comparaison entre les vitesses sèches et saturées pour V_P (a) et V_S (b). Les lignes pleines correspondent à la droite 1:1.

8.3 Relations pétroacoustiques et relations empiriques

8.3.1 Effet de la porosité et de la structure porale

La porosité est le premier facteur contrôlant les propriétés acoustiques des roches sédimentaires, notamment pour les carbonates où la structure des pores entraîne une variation de vitesses, rendant la relation vitesse-porosité moins prévisible.

Sur la Figure 64a, on note globalement qu'une diminution de V_P s'accompagne d'une augmentation de la porosité, ce qui est plutôt cohérent comme on l'a montré dans la section 3.2. Par contre, sur la Figure 64b, on remarque une mauvaise relation entre V_P/V_S et la porosité effective, imputable probablement à V_S (beaucoup plus variable). Le contrôle de la porosité effective sur V_S est beaucoup moins pertinent, dans notre cas. De plus, tout comme pour les relations précédentes, la suppression de certains échantillons conduit à une meilleure relation. Cette dernière montre qu'une diminution du ratio V_P/V_S produit une augmentation de la porosité effective, ce qui est cohérent avec certains travaux sur les carbonates de faible porosité (<15 %) (Tatham, 1982; Rafavich et al., 1984; Assefa et al., 2003).

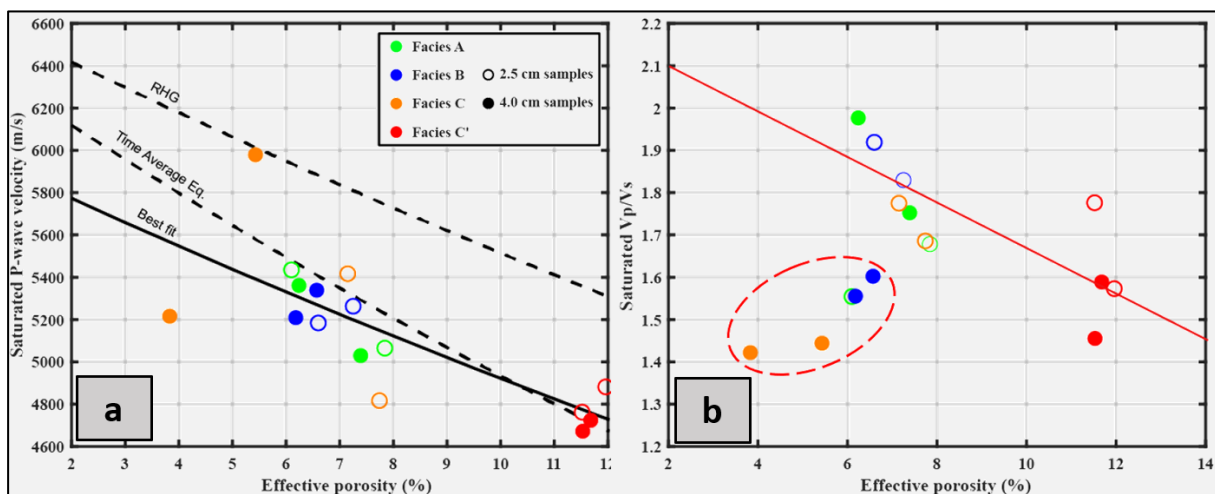


Figure 64. Relation entre vitesse et porosité effective. a) V_P saturée en fonction de la porosité effective. Lignes pointillées : modèles empiriques WTA et RHG. Ligne pleine : droite de meilleur ajustement (à partir de plusieurs relations prédéfinies) avec l'équation : $V_P = 6009,3 e^{-0,02\phi_{eff}}$, $R^2 = 0,60$. b) ratio V_P/V_S saturé versus porosité effective. Ligne rouge : droite de régression sans les cinq échantillons encerclés avec l'équation : $V_P/V_S = -0,051\phi_{eff} + 2,1775$, $R^2=0,59$.

Pour évaluer la relation vitesse-porosité, les modèles empiriques WTA (équation 28, section 3.2) et RHG (équation 29, section 3.2) ont été utilisés. La relation RHG surestime (d'environ 11% en moyenne, RSME=142) assez significativement les vitesses obtenues, tandis que la relation WTA les surestime légèrement (d'environ 4% en moyenne, RSME=27) avec quelques écarts selon les faciès (Figure 64a). Deux facteurs peuvent expliquer cette surestimation, à commencer par l'utilisation d'une minéralogie unique et homogène pour les deux modèles, ce qui n'est pas, là encore, le cas pour nos échantillons.

Ensuite, ces deux modèles conviennent mieux aux réservoirs avec une pression effective élevée (plus compacts et rigides) qui minimise l'effet des fissures et des microfissures entraînant donc des vitesses plus élevées (Mavko et al., 2009), contrairement à nos échantillons avec une faible pression effective. De plus, ils sont caractérisés aussi par la présence de microfissures, fissures et cavités qui tendent à baisser les vitesses comme l'ont montré Anselmetti & Eberli (1993) et Panza et al. (2019).

En s'appuyant sur la description macroscopique et l'analyse microstructurale, nos échantillons peuvent être regroupés en deux classes : d'une part, des échantillons microporeux et d'autre part, des échantillons macroporeux. Nous retrouvons cette ségrégation sur la Figure 64a avec d'un côté le faciès C' très homogène caractérisé par une texture microporeuse, avec des vitesses faibles, bien prédites par le modèle WTA. Un résultat similaire a été aussi souligné par Baechle et al. (2008) et Weger et al. (2009) pour des réservoirs microporeux. Par ailleurs, ils ont montré que la diminution de la microporosité associée à une augmentation de la macroporosité entraîne une augmentation des vitesses. C'est la tendance qui est observée dans le deuxième cluster, avec notamment le faciès C qui montre les vitesses les plus élevées.

8.3.2 Effet de la masse volumique

La Figure 65 montre les relations entre V_P saturée et la masse volumique saturée. Globalement, il est difficile de trouver une relation entre ces deux propriétés (le meilleur ajustement montre un $R^2=0,4$). C'est également le même constat pour les vitesses V_S . Les vitesses V_P varient très légèrement avec la masse volumique car on a probablement une plus grande influence de la porosité effective (comme le montre le faciès C'). D'un autre côté, l'influence des fractures, fissures et microfissures dans les réservoirs à faible pression effective (faible profondeur) est plus grande. Contrairement, aux réservoirs à haute pression effective, où les relations vitesse-masse volumique sont mieux définies, tout comme les relations vitesse-porosité (Mavko et al., 2009).

Les modèles empiriques de Gardner (équation 33, section 3.3), de Castagna & Backus (équation 34, section 3.3) et Anselmetti & Eberli (équation 35, section 3.3) ont également été tracés. Comme on peut le constater, le modèle de Gardner sous-estime largement (RMSE = 58) nos vitesses, quel que soit le faciès. Les modèles Castagna & Backus (RMSE = 41) et Anselmetti & Eberli (RMSE = 62) sont bien meilleurs au-delà d'une certaine valeur (2440 kg/m^3). En dessous de cette valeur, une déviation matérialisée par certains échantillons (dont le

comportement a été déjà évoqué) est observée. Sans ces échantillons, on retrouve une relation linéaire plus réaliste (ligne rouge sur la figure) proche du modèle Castagna & Backus.

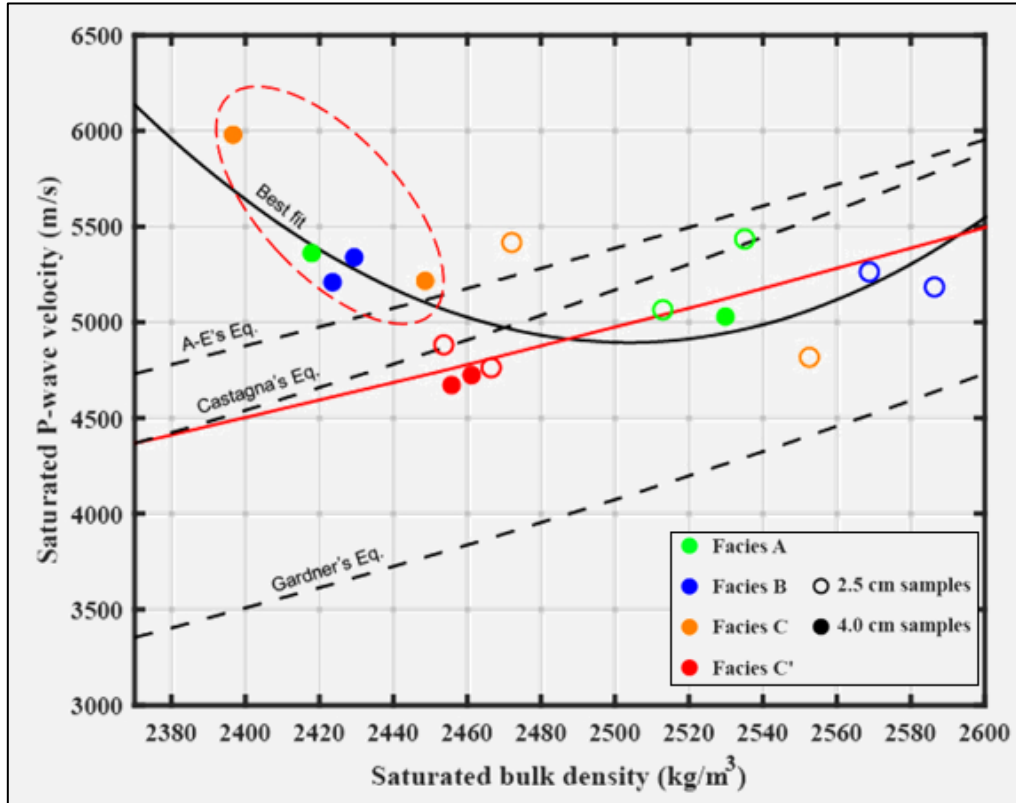


Figure 65. Relation entre vitesse et masse volumique. Lignes pointillées : différents modèles empiriques. Ligne pleine : droite de meilleur ajustement (à partir de plusieurs relations prédéfinies) avec l'équation : $V_P = 0,0702 \rho_b^2 - 351,66 \rho_b + 445010$, $R^2 = 0,41$. Ligne rouge : droite de régression sans les cinq échantillons encerclés avec l'équation : $V_P = 2,4606 \rho_b - 926,85$, $R^2 = 0,40$.

Ce chapitre présente les résultats des mesures des propriétés réservoirs et acoustiques et leur relations conjointes en s'appuyant sur les analyses de microstructures. Concernant les propriétés réservoirs, il ressort que les faciès microporeux sont plutôt homogènes avec peu de variations, contrairement aux faciès macroporeux. La relation porosité-masse volumique montre l'effet de transformations minéralogiques notamment pour les faciès macroporeux. Nous avons montré que la corrélation perméabilité-porosité effective est plutôt complexe, mais que la taille des pores présente une meilleure corrélation avec la perméabilité, avec notamment une bonne discrimination entre faciès microporeux et macroporeux.

Du point de vue des vitesses acoustiques, la présence de macropores se traduit par une variation élevée et une augmentation des vitesses. Sur cette base, une discrimination est aussi possible entre faciès. Parmi les relations empiriques utilisées, seul le modèle WTA offre une bonne prédiction des vitesses, notamment pour les faciès microporeux et homogènes.

Cependant, cette caractérisation pétroacoustique offre une discrimination de faciès que sur la base de la porosité et non de la perméabilité, ce qui ne permet pas une caractérisation totale. Ceci nous conduit donc à considérer la méthode pétroélectrique, étant donné la proximité entre la perméabilité et les propriétés électriques.

CHAPITRE 9 : CARACTERISATION PETROELECTRIQUE DES CALCAIRES DE BEAUCE

Dans ce chapitre, nous allons présenter les résultats des mesures de polarisation provoquée spectrale réalisées sur les 8 échantillons de 4,0 cm de diamètre (Tableau 9). Tout comme pour la petroacoustique, ces résultats seront discutés en lien avec les propriétés réservoirs et les analyses de microstructure, et surtout nous discuterons de la capacité des propriétés électriques à prédire la perméabilité.

Tableau 9. Propriétés électriques complexes à fréquence unique (1,46 Hz) pour différentes conductivités de fluide (NaCl, 25° C).

σ_w	21,4 mS/m		86,9 mS/m		938,3 mS/m			
Facies	σ' (S/m)	σ'' (S/m)	σ' (S/m)	σ'' (S/m)	σ' (S/m)	σ'' (S/m)	F	σ_S (S/m)
A	1,06E-03	1,81E-04	8,08E-04	1,15E-04	3,30E-03	2,32E-04	378	8,00E-04
A	2,32E-03	2,88E-04	1,44E-03	1,55E-04	8,59E-03	1,18E-03	133	1,50E-03
B	2,17E-03	1,24E-04	1,63E-03	1,09E-04	5,75E-03	2,68E-04	233	1,70E-03
B	1,93E-03	1,21E-04	2,10E-03	1,50E-04	4,82E-03	3,05E-04	315	1,90E-03
C	2,30E-03	4,58E-04	2,94E-03	2,54E-04	9,74E-03	9,30E-04	124	2,20E-02
C	1,14E-03	7,38E-05	2,32E-03	2,76E-04	7,83E-03	1,10E-03	144	1,30E-03
C'	1,24E-03	2,02E-04	1,54E-03	2,46E-04	1,17E-02	5,78E-04	86	8,00E-04
C'	1,12E-03	2,53E-04	2,08E-03	4,06E-04	8,91E-03	5,06E-04	121	1,10E-03

9.1 Propriétés électriques des calcaires de Beauce

9.1.1 Spectre SIP

Les résultats des mesures SIP des différents échantillons sont présentés sur la Figure 66 (voir aussi Annexe 18 et 19) et en partie dans le Tableau 9 qui rapporte les résultats à la fréquence de 1,46 Hz. Cette fréquence a été choisie notamment pour comparer nos résultats à la littérature et potentiellement pour comparer les données de laboratoire aux données de géophysique de surface acquises généralement à 1 Hz.

Sur la Figure 66, on remarque que les conductivités en phase (Figure 66a) sont globalement plates et présentent peu de variations sur la plage de fréquences SIP. Cette signature de la

conductivité en phase corrobore certaines études trouvées sur les carbonates (Hupfer et al., 2017 ; Norbistrath et al., 2017 ; Johansson et al., 2020 ; Panwar et al., 2021). Au niveau de chaque faciès, des différences peuvent exister (comparaison entre les deux échantillons de chaque faciès). En effet, tout comme les propriétés réservoirs et acoustiques, les faciès hétérogènes à macropores présentent des valeurs variées. C'est le cas notamment du faciès A quelle que soit la salinité et du faciès C uniquement à faible salinité. Les faciès microporeux avec moins de macropores (faciès B et C') montrent des valeurs similaires, sauf à forte salinité.

Par ailleurs, les conductivités en quadrature (Figure 66c) montrent plus de variabilité en fonction de la fréquence, même si les valeurs diminuent globalement vers les basses fréquences pour tous les échantillons. La variation entre échantillons d'un même faciès est en général réduite, même si les faciès hétérogènes sont relativement plus variés. Les échantillons microporeux présentent un net pendage en dessous de 1 Hz, ce qui n'est pas le cas des autres échantillons (faciès A et C). Cela pourrait indiquer que la fréquence influencerait moins les échantillons ayant une perméabilité relativement élevée.

La Figure 66b,d montre les spectres SIP d'un échantillon (faciès C) en fonction de différentes conductivités de l'eau. On peut voir que les conductivités en phase et en quadrature sont sensibles au changement de salinité, comme attendu. Pour la plupart des échantillons, les conductivités en phase et en quadrature augmentent linéairement avec la salinité.

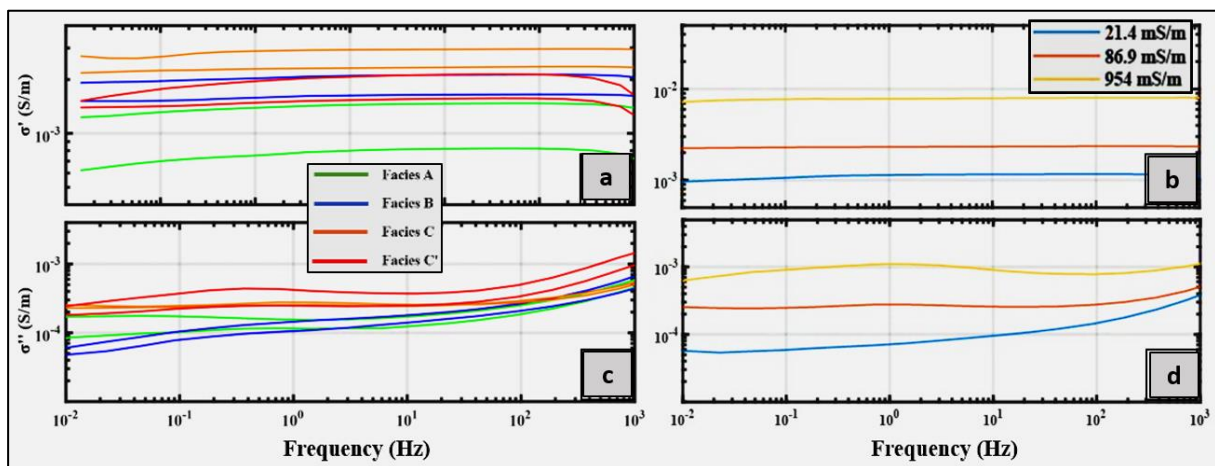


Figure 66. Spectres SIP des calcaires de Beauce. a, c) conductivités en phase (en haut) et en quadrature (en bas) de tous les échantillons avec une conductivité de l'eau de 86,9 mS/m (NaCl, 25° C). b, d) conductivités en phase (en haut) et en quadrature (en bas) d'un échantillon du faciès C à différentes conductivités de l'eau (NaCl, 25° C).

9.1.2 Paramètres du modèle double Cole-Cole

Pour modéliser les données SIP et obtenir les paramètres d'ajustement, un modèle double Cole-Cole basé sur le code développé par Leroy et al. (2022) a été utilisé. Pour l'optimisation entre modèle Cole-Cole et les données SIP, le code utilise une fonction coût basée sur la méthode de « downhill simplex ». Au total, 7 paramètres σ_0 , M_1 , M_2 , c_1 , c_2 , τ_1 et τ_2 ont été obtenus et consignés dans le Tableau 10. De manière générale, les spectres SIP sont bien modélisés par le double Cole-Cole, en particulier les conductivités en quadrature (Figure 67). Les conductivités en phase présentent un petit écart à très basse fréquence (en dessous de 0,1 Hz).

Tableau 10. Paramètres issus du modèle double Cole-Cole à la conductivité de l'eau de 86,9 mS/m (NaCl, 25° C)

Facies	σ_0 (S/m)	M_1	τ_1 (s)	c_1	M_2	τ_2 (s)	c_2
A40	1,44E-03	2,65E-02	5,61E-02	3,30E-01	5,23E-01	7,54E-08	5,20E-01
A40	1,23E-03	6,32E-02	4,16E+00	2,64E-01	7,71E-01	1,36E-08	4,94E-01
B40	1,44E-03	2,65E-02	5,61E-02	3,30E-01	5,23E-01	7,54E-08	5,20E-01
B40	1,84E-03	3,17E-02	2,64E-02	3,15E-01	5,06E-01	3,45E-07	6,46E-01
C40	2,52E-03	5,67E-02	6,76E-01	2,16E-01	8,59E-01	5,94E-09	6,32E-01
C40	1,96E-03	9,82E-02	2,60E-01	1,61E-01	7,32E-01	9,68E-08	7,88E-01
C'40	1,32E-03	9,49E-02	1,20E-01	2,25E-01	4,98E-01	2,29E-06	7,92E-01
C'40	1,81E-03	6,37E-02	3,74E-01	4,27E-01	5,23E-01	9,35E-07	5,91E-01

L'analyse des paramètres d'ajustement montre que σ_0 est proche de la conductivité en phase, ce qui indique que la contribution de la conductivité électrolytique est bien supérieure à celle de la conductivité de surface. La chargeabilité basse fréquence, M_1 , est globalement inférieure à la chargeabilité haute fréquence, M_2 . Concernant M_1 , une discrimination par faciès n'est pas évidente, en revanche c'est le cas pour M_2 . En effet, les échantillons microporeux ont une chargeabilité plus faible par rapport aux échantillons macroporeux (notamment les échantillons du faciès C). Les exposants de Cole-Cole c_1 et c_2 sont du même ordre avec c_2 qui montre des valeurs plus élevées (en général supérieures à 0,5). Ils ne permettent aucune discrimination de faciès. Enfin, les temps de relaxation basse et haute fréquence sont différents. Le temps de

relaxation haute fréquence est bien inférieur (plus de 6 ordres) à celui de basse fréquence. Les deux montrent une bonne discrimination de faciès.

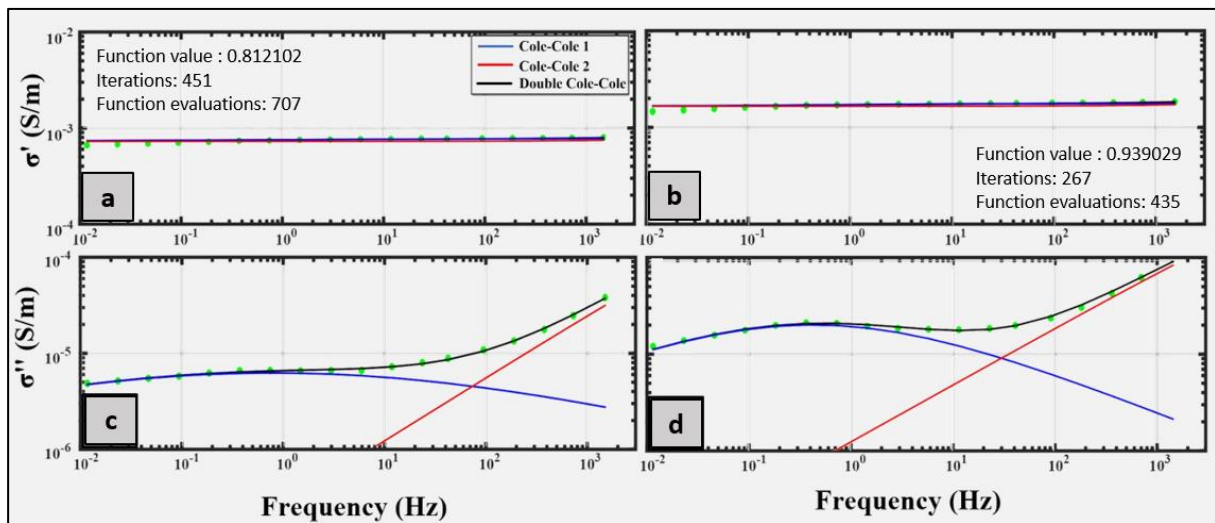


Figure 67. Résultats de l'ajustement du modèle double Cole-Cole. a,c) conductivités en phase (haut) et en quadrature (bas) avec leurs modèles d'ajustement (fonction coût respectifs d'un échantillon du faciès A pour une conductivité de fluide de 86,9 mS/m. b,d) conductivités en phase (haut) et en quadrature (bas) avec leurs modèles d'ajustement respectifs d'un échantillon du faciès C' pour une conductivité de fluide de 86,9 mS/m.

9.1.3 Facteur de formation et conductivité de surface

La conductivité en phase à la fréquence 1,46 Hz a été tracée en fonction des différentes conductivités de l'eau (Figure 68). De manière générale, la Figure 68 montre une assez bonne relation linéaire, ce qui a ensuite permis de déterminer le facteur de formation et la conductivité de surface par régression linéaire.

Globalement, le facteur de formation varie entre 86 et 378. Le faciès C' montre les plus faibles valeurs, suivi des faciès C, du faciès A et enfin du faciès B. La conductivité de surface est assez faible puisqu'elle varie entre 0,0008 et 0,022 S/m. Les échantillons macroporeux présentent les conductivités de surface les plus élevées, indiquant probablement l'effet des argiles et des oxydes incorporés. Toutefois, au vu des valeurs globales, l'influence de cette conductivité de surface n'est pas très prononcée.

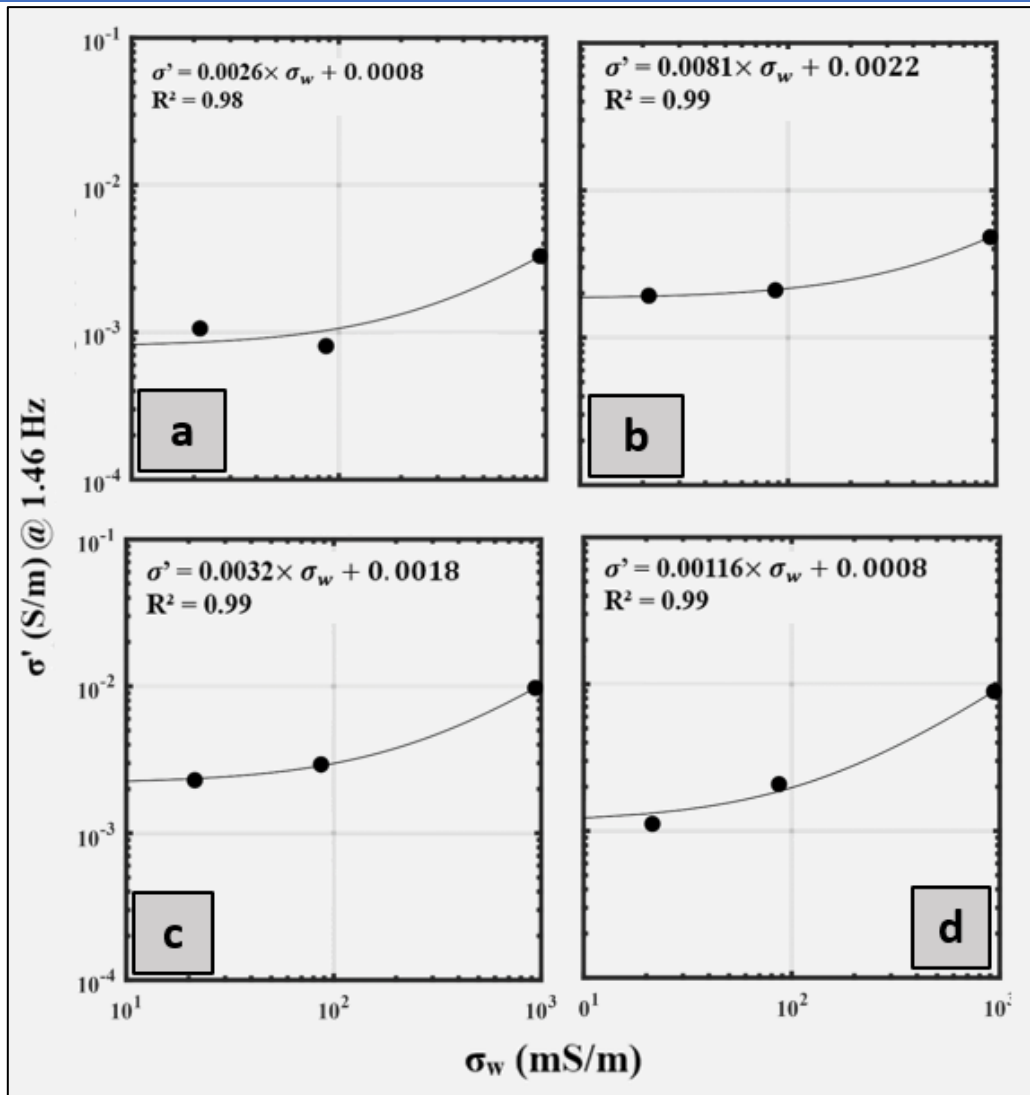


Figure 68. Relation entre conductivité électrique à 1,46 Hz en fonction de la conductivité de l'eau. a), b), c) et d) représentent un échantillon de chaque faciès A, B, C et C' respectivement. La ligne continue représente le modèle de régression utilisé pour obtenir le facteur de formation et la conductivité de surface.

9.1.4 Ratio entre les composantes imaginaire et réelle de la conductivité de surface complexe

Le ratio entre les composantes imaginaire et réelle de la conductivité de surface complexe (ou paramètre l) a été défini via les équations 85 et 86 (section 4.3.2) à la fréquence de 1,46 Hz et pour une conductivité de l'eau de 86,9 mS/m. Le résultat obtenu est ensuite comparé aux données utilisées par Weller et al. (2013) sur la Figure 69.

On remarque que les valeurs du paramètre l des calcaires de Beauce varient de 0,08 à 0,45 avec le faciès B ayant les valeurs les plus faibles. Comme le montre la Figure 69, nos valeurs sont

globalement plus élevées que celles trouvées par Weller et al. (2013) qui varient entre 0,01 et 0,13 et celles de Börner et al. (1996) comprises entre 0,01 et 0,15. Cette différence pourrait être liée à la teneur en argile de nos échantillons car il a été démontré que l'augmentation de la teneur en argile (par exemple la smectite) tend à réduire la valeur de ce paramètre l (Lévy et al., 2019). Bien que nous n'ayons pas la teneur exacte en argile de nos échantillons, cela peut être déduit de l'analyse minéralogique réalisée. En effet, les argiles (principalement la palygorskite) et autres oxydes se retrouvent uniquement dans la matrice partiellement altérée et/ou au niveau des macropores. En prenant en compte la proportion de macropores comme indicateur de la teneur en argile, on en déduit une teneur globalement faible, expliquant aussi par ailleurs les faibles valeurs de conductivités de surface. En effet, ces échantillons avec une conductivité de surface élevée (faciès B et C) présentent un ratio plutôt faible.

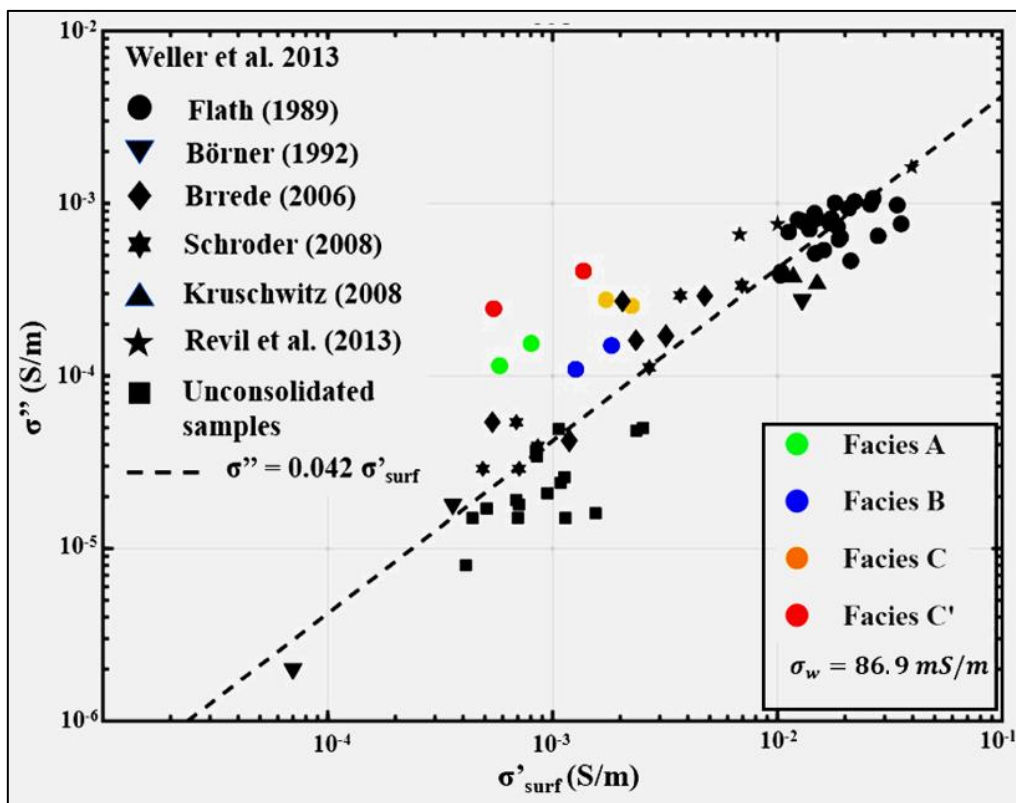


Figure 69. Relation entre la conductivité en quadrature et la partie réelle de la conductivité de surface pour nos échantillons comparée avec un ensemble d'échantillons de roches silicoclastiques utilisées par Weller et al. (2013).

On remarque sur cette figure également qu'à part les échantillons du faciès C, tous les échantillons suivent la droite de régression de Weller et al. (2013). Ceci indique, dans une moindre mesure, que le paramètre l peut être pertinent et bien défini, autant pour les

silicoclastiques que pour les calcaires. Enfin, il semble que ce paramètre l dépende davantage de la teneur en argile que de la microstructure de nos calcaires.

9.2 Relations et modèles pétroélectriques

9.2.1 Exposant de cimentation

Comme on l'a évoqué dans la section 4.4.1, l'exposant de cimentation m est un paramètre indispensable pour estimer la porosité ou la saturation en eau, connaissant le facteur de formation ou vice versa. De manière générale, en absence d'étude pétrophysique une valeur moyenne est utilisée ce qui peut conduire à une mauvaise estimation des propriétés en question même pour une même unité géologique.

Il est important de rappeler l'étude récente d'Abbas et al. (2022) qui a trouvé une valeur de 1,4 à 1,6 pour les calcaires de Beauce en se basant sur une inversion statistique conjointe entre données de puits et données géophysiques (voir section 5.2.3). Cette inversion repose sur plusieurs hypothèses d'une part et cette valeur de m (relativement basse) mérite d'être confirmée par une étude en laboratoire.

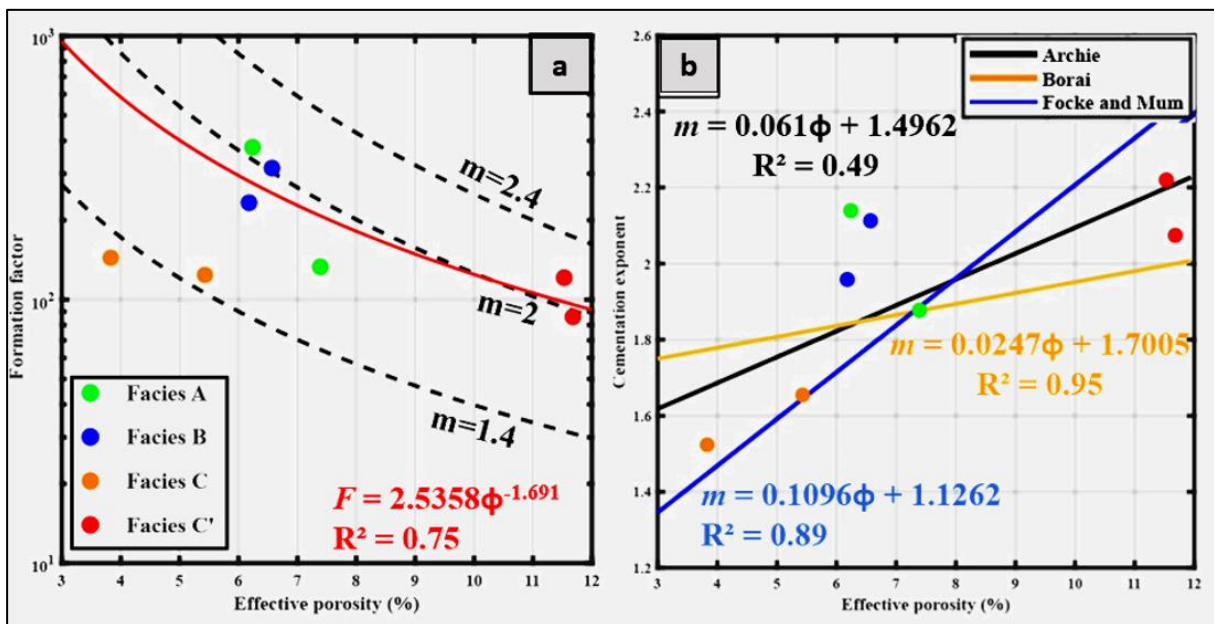


Figure 70. Détermination de l'exposant de cimentation. a) facteur de formation en fonction de la porosité effective. Lignes pointillées : modèles d'Archie avec différents exposants de cimentation. Ligne rouge : modèle de Winsauer (1952). b) Exposant de cimentation en fonction de la porosité effective où les différentes droites représentent respectivement les modèles Archie, de Borai et de Focke & Munn. N.B : Pour les relations de Borai et de Focke & Munn (Figure 70b), seules les droites de régression sont représentées.

Pour évaluer cet exposant de cimentation, on a donc tracé sur la Figure 70, le facteur de formation en fonction de la porosité effective. Sur cette figure, on voit une mauvaise corrélation lorsque tous les échantillons sont pris en compte. Cette corrélation devient meilleure et compatible avec la loi d'Archie en supprimant les échantillons du faciès C. En effet, les échantillons restants présentent une tendance où une augmentation de F est associée à une diminution de la porosité effective, ce qui est la tendance généralement observée dans les carbonates.

Concernant le faciès C, son écart par rapport à la tendance théorique est lié principalement à sa microstructure très fracturée comme l'ont montré des études antérieures (Kazatchenko & Mousatov, 2002; Roubinet et al., 2018). Cependant, une question subsiste : pourquoi les faciès A et C n'ont pas le même comportement puisqu'ils semblent avoir une microstructure similaire. La réponse pourrait être trouvée dans l'interprétation de l'exposant de cimentation. Pour ce faire, nous avons comparé l'exposant de cimentation issu du modèle d'Archie (équation 88, section 4.4.1) à celui de deux autres modèles utilisés pour les carbonates, qui sont respectivement les modèles de Borai et le modèle de Focke & Munn (Tableau 2).

Le modèle d'Archie donne des valeurs qui varient entre 1,5 et 2,2 avec une valeur moyenne de $1,9 \pm 0,2$, proche de la valeur couramment utilisée pour les carbonates. Le modèle de Borai donne des valeurs entre 1,8 et 2,0 avec une valeur moyenne de $1,9 \pm 0,2$ tandis que le modèle de Focke & Munn nous donne des valeurs entre 1,7 et 2,4 avec une moyenne de $1,9 \pm 0,3$. On remarque que les modèles ont des valeurs moyennes supérieures à celles trouvées par Abbas et al. (2022).

Les exposants de cimentation obtenus sont ensuite tracés en fonction de la porosité effective sur la Figure 70b. La meilleure corrélation est trouvée avec le modèle de Borai alors que celui d'Archie montre le coefficient de corrélation le plus faible. Ceci indique que le modèle d'Archie ne convient pas très bien aux calcaires à microstructure hétérogène comme le faciès C. En effet, ce faciès a une faible porosité effective mais présente plus de fractures que les autres faciès. L'influence de ces fractures est considérable car elles créent parfois des chemins d'écoulements préférentiels qui tendent à diminuer l'exposant de cimentation (Aguilera, 1976; Lucia, 2007; Glover, 2009; Roubinet et al., 2018). Cela se corrobore bien avec les trois modèles où le faciès C apparaît avec la plus petite valeur de m .

D'un autre côté, le modèle d'Archie définit bien le faciès A, bien qu'il présente également une structure hétérogène. L'explication peut être liée à la forme de ses structures, comme le

suggèrent les résultats de l'analyse d'images. En effet, la microstructure du faciès A est plus « vuggy » que fracturée, comme le montrent les images de scans (Figure 48). Ainsi, les conduits électriques créés par les cavités pourraient être moins connectés et directs que ceux créés par les fractures. De plus, les macropores du faciès A semblent remplis et colmatés (Figure 44) ce qui n'est pas le cas du faciès C.

Enfin, les faciès B et C' avec moins de macropores montrent quasiment la même valeur proche de 2 pour les modèles d'Archie et Borai. Le modèle de Focke & Munn, qui repose sur la valeur de perméabilité, est le seul modèle qui permet une discrimination claire des quatre faciès. On voit que m augmente du faciès C au faciès C', ce qui est une corrélation positive avec la proportion de macropores ou le degré d'altération.

9.2.2 Relation entre paramètres de polarisation (σ' , M) et surface spécifique

La surface spécifique BET (Tableau 8) a permis de calculer la surface spécifique par unité de pore (S_{POR}) à partir de l'équation 14 (voir section 2.3). Cette surface spécifique obtenue est ensuite tracée en fonction de la conductivité en quadrature (Figure 71a) et de la chargeabilité Cole-Cole basse fréquence (Figure 71b).

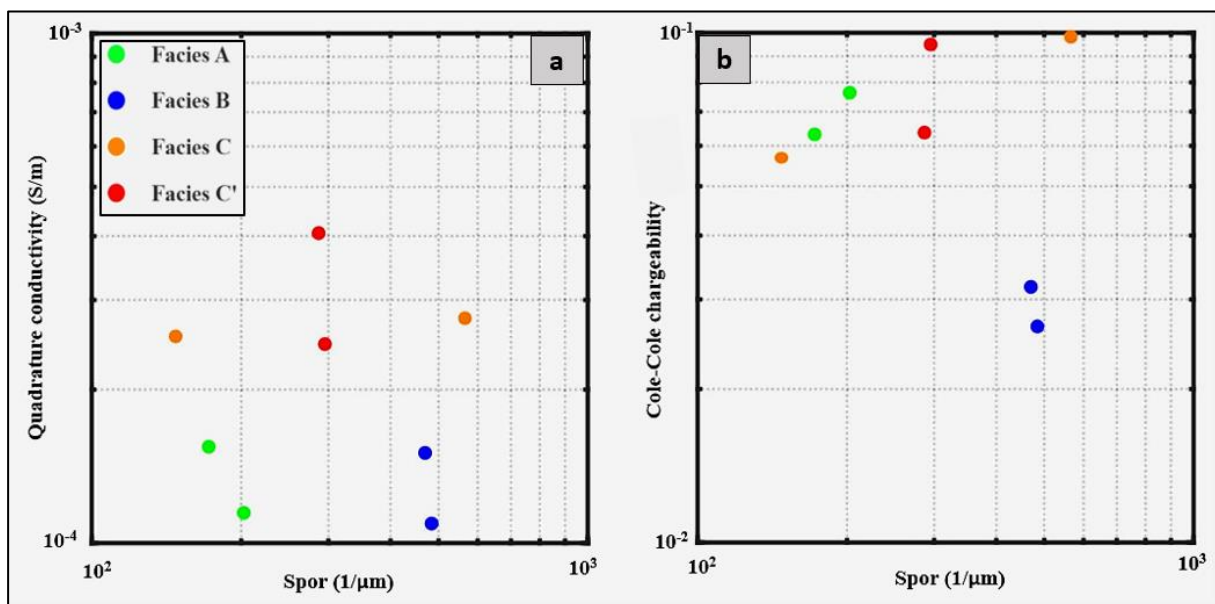


Figure 71. Relation entre les paramètres de polarisation et la surface spécifique. a) conductivité en quadrature en fonction de la surface spécifique. b) chargeabilité Cole-Cole en fonction de la surface spécifique.

On remarque sur les deux figures, qu'il est difficile d'établir une corrélation entre les paramètres de polarisation et la surface spécifique. En considérant une discrimination par type de

microstructure, on remarque que les faciès microporeux (faciès B et C') gardent à peu près la même tendance, qui se traduit par une relation négative entre les paramètres de polarisation et la surface spécifique. De l'autre côté, les faciès macroporeux présentent une tendance opposée avec notamment, une relation positive entre la chargeabilité Cole-Cole et la surface spécifique. Cette tendance est d'ailleurs la tendance observée dans les roches silicoclastiques (Figure 25).

9.2.3 Relation entre propriétés électriques et perméabilité

La Figure 72 montre les relations entre la perméabilité et les différentes propriétés électriques (facteur de formation, conductivité en quadrature, chargeabilité Cole-Cole et temps de relaxation Cole-Cole).

Sur la Figure 72a, une tendance est observable entre la perméabilité et le facteur de formation en considérant uniquement les échantillons des faciès A, B et C. Cette tendance montre une corrélation négative entre le facteur de formation et la perméabilité qui correspond à la tendance attendue du modèle d'Archie (Biella et al., 1983; Cerepi, 2004; Bernabé et al., 2011; Weller et al., 2015). Cependant, la prise en compte de tous les échantillons conduit à une mauvaise relation à l'instar de la relation perméabilité-porosité effective. Cela est dû aux échantillons du faciès C' qui montrent une faible valeur de F et qui semblent suivre une tendance opposée à celle du modèle d'Archie (Worthington, 1997). Globalement, la microstructure complexe de nos échantillons, caractérisée par un système de double ou triple porosité, ne permet pas une relation directe entre perméabilité et facteur de formation sans considérer une discrimination de faciès au préalable.

Sur la Figure 72b,c aucune relation évidente n'est observable entre la perméabilité et la conductivité en quadrature d'une part, et la perméabilité et la chargeabilité d'autre part. La même tendance est observée par Weller et al. (2015) pour des échantillons silicoclastiques consolidés, alors que Robinson et al. (2018) observent plutôt une relation négative pour leurs échantillons de grès. La discrimination des faciès basée sur la taille ou le type de pores observée avec la perméabilité n'est pas observée pour ces paramètres de polarisation. En effet, l'influence de la structure des pores est probablement moindre que celle d'autres facteurs comme la variation minéralogique (notamment la présence d'argiles et d'oxydes).

La Figure 72d montre une corrélation positive entre la perméabilité et le temps de relaxation basse fréquence. La même corrélation entre ces deux paramètres est également rapportée dans les roches silicoclastiques consolidées et non consolidées (Binley et al., 2005; Titov et al., 2010;

Robinson et al., 2018; Binley & Slater, 2020). En plus de cette corrélation, le temps de relaxation Cole-Cole montre une assez bonne discrimination des faciès basée sur le type ou la taille des pores. En effet, les faciès caractérisés par des macropores (cavités et fractures) présentent des temps de relaxation plus élevés que les autres faciès. De nombreuses études ont rapporté une bonne relation entre le temps de relaxation et la taille des grains/pores (cependant avec différentes définitions de la taille des pores) dans les roches silicoclastiques avec une microstructure relativement simple (Kruschwitz et al., 2010; Revil & Florsch, 2010; Niu & Revil, 2016). Il semble que, même pour nos calcaires avec des microstructures complexes, ce temps de relaxation Cole-Cole peut être utilisé comme un bon indicateur de la taille des pores.

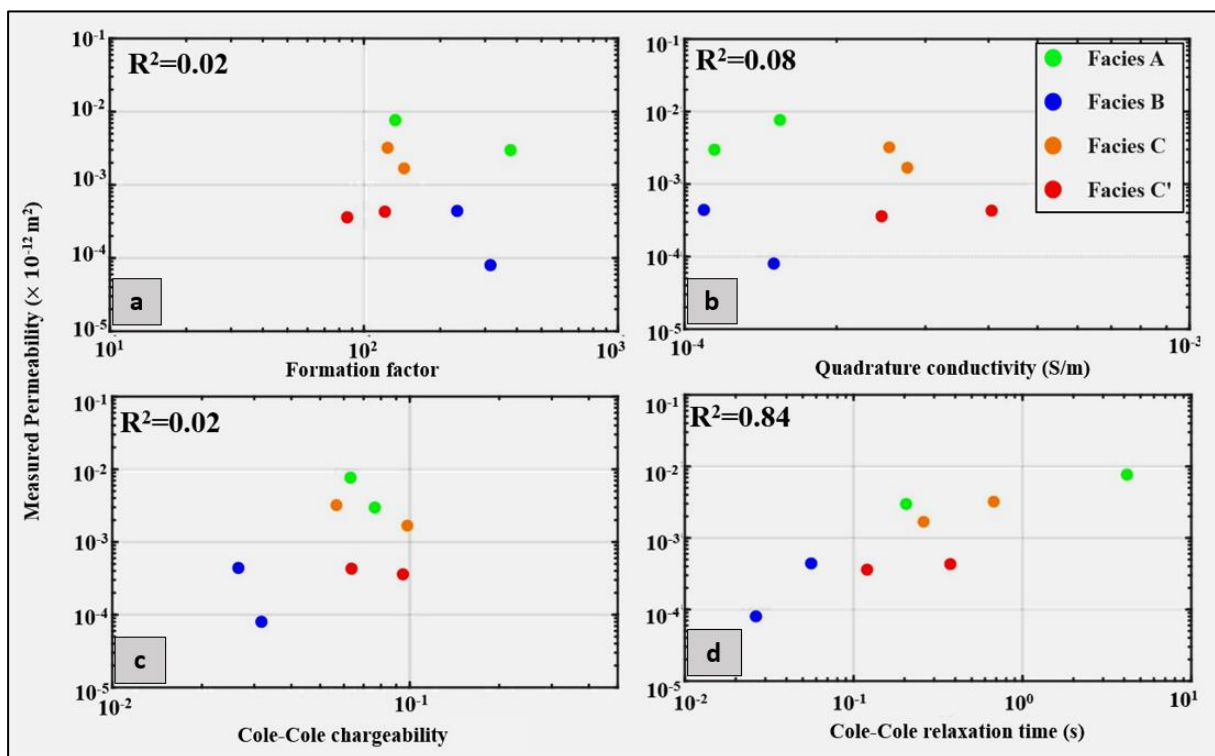


Figure 72. Relation entre la perméabilité et les propriétés électriques. a) perméabilité versus facteur de formation. b) perméabilité versus conductivité en quadrature. c) perméabilité versus chargeabilité basse fréquence. d) perméabilité versus temps de relaxation basse fréquence.

9.2.4 Estimation de la perméabilité

9.2.4.1 Estimation à partir du facteur de formation et de l'exposant de cimentation

Nous proposons d'utiliser plusieurs modèles pour estimer la perméabilité des calcaires de Beauce. Comme on l'a évoqué dans la section 4.4.2, il existe plusieurs modèles de perméabilité, parmi lesquels : le modèle de fracture (équation 10, section 2.3), le modèle KT (équation 90, section 4.4.2), le modèle SSJ (équation 91, section 4.4.2), le modèle de PaRIS (équation 92,

section 4.4.2) et enfin le modèle RGPZ (équation 94, section 4.4.2). La Figure 73 montre les résultats obtenus à partir de ces différents modèles de perméabilité.

Tout d'abord, pour le modèle KT (Figure 73a) nous avons utilisé comme rayon effectif les valeurs de l_c qui sont issues de la porosimétrie mercure (Tableau 8). Ensuite, pour le modèle SSJ (Figure 73b), nous avons utilisé comme rayon effectif, le rayon moyen de pores issu aussi de la porosimétrie mercure (Tableau 8). Pour le modèle RGPZ (Figure 73c), nous avons utilisé une valeur unique de taille de grain qui correspond à 1-2 μm basée sur l'analyse d'image SEM (Figure 52). Enfin, pour le modèle de fracture (Figure 73d) nous avons utilisé une ouverture de fracture moyenne égale à 1 μm , déterminée également à partir de l'analyse d'image (Figure 52).

A première vue, on voit que les modèles KT et de fracture surestiment de 2 à 3 ordres de grandeurs, certaines perméabilités mesurées alors que les modèles SSJ et RGPZ les sous-estiment de 5 à 6 ordres de grandeurs. Pour le modèle KT, avec cette relative surestimation, l'utilisation de la longueur caractéristique ne fournit pas une perméabilité précise ni une bonne discrimination des faciès. Cela peut être dû à une détermination approximative (effectuée automatiquement) du point d'inflexion sur la courbe MICP (Figure 6). Dans notre cas, la longueur caractéristique dérivée du MICP ne semble pas être une bonne estimation du rayon effectif des pores.

Les modèles SSJ et RCPZ quant à eux, permettent une bonne discrimination des différents faciès avec d'un côté les faciès A et C et de l'autre les faciès B et C'. Cependant, leurs faibles valeurs de perméabilité respectives indiquent que l'échelle de longueur géométrique que nous avons utilisée ne peut pas produire de telles perméabilités mesurées. En effet, le rayon moyen des pores issu de la porosimétrie Hg et la taille moyenne des grains sont principalement caractéristiques des micropores. Ces modèles auraient permis une meilleure estimation si nos échantillons avaient été uniquement microporeux, ce qui n'est clairement pas le cas. Cela confirme, par ailleurs, que ces modèles fonctionnent bien avec des pores intergranulaires avec une distribution unimodale, comme le suggèrent plusieurs études (Revil & Florsch, 2010; Revil et al., 2012; Niu & Revil, 2016). Cela confirme également que, dans notre cas, les mesures de porosimétrie Hg donnant accès principalement aux micropores ne permettent pas une estimation fiable de la perméabilité.

Il est donc nécessaire de définir un rayon de pores plus effectif intégrant à la fois les micropores ainsi que les macropores. En effet, le modèle de fracture fournit des valeurs relativement proches, notamment pour les faciès A et C. Malgré que ce modèle ne fournisse pas une bonne

discrimination des faciès (car nous avons utilisé une seule valeur d'ouverture de fracture qui joue le rôle majeur par rapport à la porosité effective) il montre, dans une moindre mesure, l'influence des macropores sur la perméabilité.

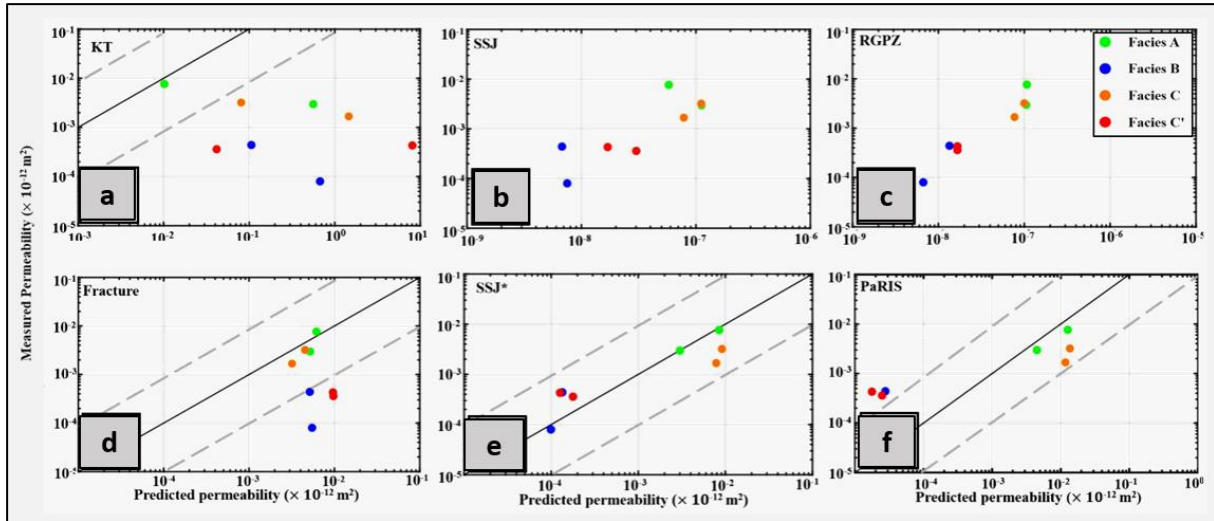


Figure 73. Modèles de perméabilité utilisant un rayon de pores effectif. a) modèle de perméabilité de Katz-Thompson. b) modèle de perméabilité de Schwartz, Sen et Johnson. c) modèle de perméabilité RGPZ. d) modèle de perméabilité de fracture. e,f) modèles de perméabilité SSJ* et PaRIS utilisant un nouveau rayon de pores effectif. La ligne noire correspond à la ligne 1:1.

Pour tenir compte de la microstructure complexe de nos échantillons qui pourrait être assimilée à un système de double porosité voire de triple porosité (micropores, cavités et fractures), nous avons défini un nouveau rayon de pore effectif pour chaque faciès. Pour les faciès A et C, il est obtenu en faisant la moyenne des diamètres de pores issus du MICP et du diamètre (diamètre de Feret) de pores dominants issu de l'analyse d'images (Figure 49). Pour les faciès B et C', nous avons considéré directement le diamètre de pores dominants (respectivement 1 et 0,7 μm) issu de l'analyse d'images (Figure 51) comme nouveau diamètre effectif. Les nouveaux rayons de pores obtenus ont été ensuite utilisés pour recalculer le modèle de SSJ (qui devient un SSJ*) et le modèle de PaRIS.

L'estimation de la perméabilité est considérablement améliorée par ces nouveaux rayons effectifs, comme on peut le voir sur la Figure 73e,f. Le modèle SSJ* fournit la meilleure estimation de la perméabilité avec un bon regroupement des différents faciès en adéquation avec l'analyse microstructurale. Le modèle de PaRIS donne une meilleure estimation des faciès avec une perméabilité élevée comparé aux faciès caractérisés par des micropores.

Ce changement de rayon effectif montre l'importance de bien définir une bonne échelle de longueur géométrique pour l'estimation de la perméabilité, en particulier pour les réservoirs carbonatés. De plus, tous les différents types de pores ne sont pas présents à la même échelle et ne sont donc pas accessibles par la même méthode d'investigation (porosimétrie Hg, CT-Scans ou SEM), donc une bonne méthode d'intégration est également nécessaire.

9.2.4.2 Estimation à partir des paramètres de polarisation (conductivité en quadrature, chargeabilité, temps de relaxation)

Les équations 95, 96 et 97 (section 4.4.2) ont été utilisées pour prédire la perméabilité des calcaires de Beauce à partir des paramètres de polarisation (conductivité en quadrature, chargeabilité basse fréquence et temps de relaxation basse fréquence). Les résultats obtenus sont montrés sur la Figure 74.

La Figure 74a,b montre des résultats globalement similaires, même si le modèle basé sur la chargeabilité prédit mieux la perméabilité mesurée. Bien que nous n'ayons pas de relation directe entre la perméabilité et σ'' et M , les deux modèles de perméabilité donnent un bon résultat. En effet, dans les deux cas, l'ordre de grandeur de la majorité des échantillons est bien prédit. Seuls les échantillons du faciès C' et un échantillon du faciès A apparaissent comme aberrants. Ceci s'explique par le poids relatif du facteur de formation dans ces modèles, comme le suggèrent Weller et al. (2015). En effet, la grande valeur de l'exposant de F joue le rôle majeur dans la prédiction. Par conséquent, un écart par rapport à la tendance k - F entraîne une imprécision dans l'estimation de la perméabilité. C'est le cas du faciès C' qui s'écarte de cette tendance, comme nous l'avons montré sur la Figure 72.

La Figure 74c montre le résultat de la prédiction de perméabilité basée sur le temps de relaxation basse fréquence. A ce niveau, nous avons utilisé une valeur constante pour le coefficient de diffusion (D_+) égale à $3,8 \times 10^{-12}$ m²/s correspondant aux matériaux argileux tels que définis par Revil (2013). Le modèle basé sur le temps de relaxation donne une bonne prédiction pour tous les échantillons. Ceci peut s'expliquer par la bonne relation entre perméabilité et le temps de relaxation. Il est également intéressant de noter que ce modèle donne une très bonne estimation dans notre cas malgré ses nombreuses limites (roche propre, distribution unimodale et symétrique de la taille des pores, taille des pores > 10-15 μ m) décrites par Revil et al. (2012). Une autre limite est liée à l'incertitude sur la définition du coefficient de diffusion qui peut beaucoup varier même pour un même contenu lithologique (Weller et al., 2016; Robinson et al., 2018). Cependant, dans notre cas, l'utilisation d'une valeur définie pour des matériaux

argileux donne un meilleur résultat par rapport à la valeur définie pour des sables propres ($1,3 \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$). Le fait que nous ayons trouvé des argiles et des oxydes situés dans ou à proximité des macropores où se produit l'écoulement du fluide pourrait expliquer pourquoi ce coefficient de diffusion argileux s'adapte mieux à nos échantillons. De plus, il faut noter que le coefficient de diffusion des contre-ions dans la couche de Stern de la calcite est généralement très faible (Ricci et al., 2013).

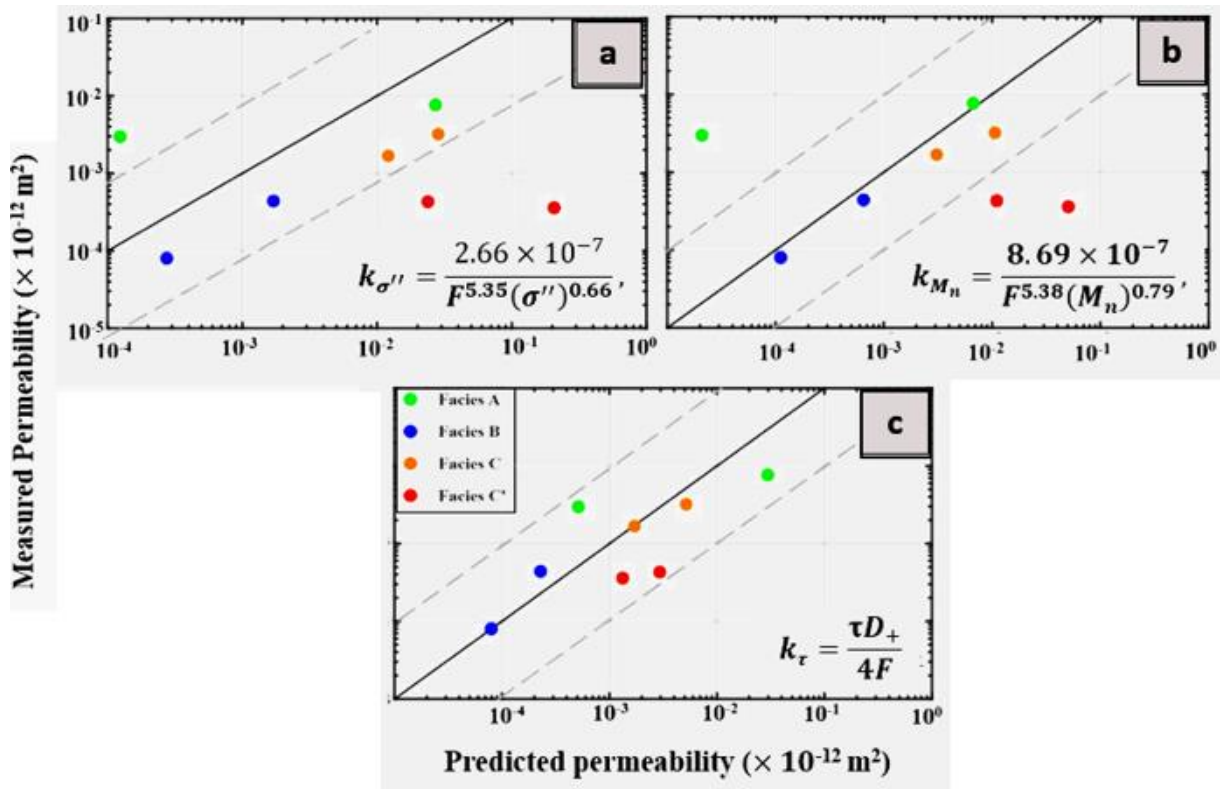


Figure 74. Modèles de perméabilité basés sur les paramètres de polarisation. a) prédiction basée sur la conductivité en quadrature. b) prédiction basée sur la chargeabilité. c) prédiction basée sur le temps de relaxation. La ligne noire correspond à la ligne 1:1.

A l'instar du chapitre précédent, ce chapitre analyse les propriétés réservoirs et électriques et leurs relations conjointes. Nous avons d'abord considéré une analyse à fréquence unique (1,46 Hz) pour calculer le facteur de formation et la conductivité de surface. Ceci a permis ensuite de discuter de l'exposant de cimentation et de l'influence des microstructures sur ce dernier. La présence de macropores et notamment de fractures a tendance à faire baisser l'exposant de cimentation. Ensuite, nous avons aussi défini le paramètre l , rapport entre les deux composants de la conductivité de surface complexe. Comparées aux valeurs reportées dans la littérature, les Calcaires de Beauce présentent des valeurs globalement plus élevées interprétées comme étant liées à une faible teneur en argile.

La deuxième approche d'interprétation a consisté à ajuster un modèle de double Cole-Cole sur nos spectres de conductivités complexes. En général, les spectres sont bien ajustés, notamment la conductivité en quadrature où l'ajustement est presque parfait. Parmi les sept paramètres d'ajustement, la chargeabilité et le temps de relaxation basse fréquence montrent une certaine discrimination selon les faciès.

Sur la base des différentes propriétés électriques investiguées, la perméabilité a été prédite suivant différentes relations. Pour une bonne prédiction de la perméabilité, une bonne estimation de la taille effective des pores et du facteur de formation est obligatoire, en particulier pour les faciès mettant en évidence une distribution de taille des pores multimodale.

Tout comme la partie pétroacoustique, la caractérisation pétroélectrique permet une bonne caractérisation de certaines hétérogénéités, comme la présence de fractures. Toutefois, celle-ci est incomplète, ce qui nous amène donc à considérer le couplage entre les deux méthodes pour améliorer la caractérisation de tous les faciès.

CHAPITRE 10 : SYNTHÈSE ET COUPLAGE ENTRE PROPRIÉTÉS ACOUSTIQUES ET ÉLECTRIQUES

Les propriétés électriques et acoustiques d'une roche sont des paramètres importants utilisés pour décrire ses propriétés réservoirs ou potentiellement pour identifier les fluides saturants l'espace poreux. Bien que ces deux propriétés ne soient pas dues aux mêmes phénomènes physiques (diffusion du courant électrique versus propagation des ondes), il peut être intéressant de trouver une relation croisée entre ces deux propriétés. En effet, une interprétation conjointe peut fournir une meilleure caractérisation du réservoir, en particulier en hydrogéophysique, où les systèmes d'eaux souterraines et leur environnement sont complexes, ce qui nécessite l'utilisation de diverses données. De plus, avoir une propriété donnée peut aider à prédire celle qui manque.

Dans ce chapitre, on propose une étude croisée entre les différentes propriétés acoustiques et électriques. Dans un premier temps, une analyse statistique basée sur le calcul du coefficient de corrélation (ou coefficient de Pearson), a permis de déterminer un certain nombre de propriétés acoustiques et électriques pouvant potentiellement être liées. En effet, le coefficient de Pearson (qui varie entre -1 et 1) permet de déterminer le degré de linéarité entre deux variables. Pour deux variables données, il correspond au rapport entre la covariance et le produit de chaque variance. Bien que les valeurs de coefficients de corrélations obtenues (Tableau 11) ne soient globalement pas élevées, les propriétés acoustiques en condition saturée V_P , V_S , V_P/V_S ainsi que les propriétés électriques F , m , M , τ présentent le plus d'intérêt pour une analyse approfondie. En plus, les mesures de conductivité électrique étant effectuées en condition saturée, le lien avec les vitesses acoustiques saturées pourraient être plus adéquat.

L'établissement d'une régression (linéaire ou non), est donc indispensable pour prédire une propriété en fonction de l'autre. Par la suite, chaque relation entre une propriété acoustique et électrique doit être analysée en lien avec les propriétés réservoirs (porosité, perméabilité) mais également en lien avec l'analyse microstructurale.

Tableau 11. Coefficient de Pearson obtenu pour les différentes propriétés acoustiques et électriques.

	F	M	σ'' (S/m)	τ_1 (s)	M_I
Saturated V_p (m/s)	0.301	-0.685	-0.341	-0.085	-0.298
Saturated V_s (m/s)	-0.328	-0.521	0.325	-0.268	-0.159
Saturated V_p/V_s	0.653	0.106	-0.661	0.275	0.025

10.1 Vitesse V_P saturée en fonction des propriétés électriques

Pour évaluer le couplage acoustique-électrique, V_P saturée est mise en relation avec les différentes propriétés électriques (F , m , M , τ) et les résultats obtenus sont présentés sur la Figure 75. Nous pouvons voir d'un côté, qu'il n'y a pas de relation linéaire évidente entre V_P et les paramètres de polarisation M et τ (Figure 75c,d) tandis que de l'autre côté, une tendance est observable entre V_P - F et V_P - m (Figure 75a,b). La corrélation positive observée pour la relation V_P - F (Figure 76a) a également été rapportée par plusieurs études antérieures, effectuées principalement dans des réservoirs de grès à partir des données de diagraphies (Faust, 1953; Salem, 2001; Hacikoylu et al., 2006) ou des données de laboratoire (Wang et al., 1991b; Carrara et al., 1999; Carcione et al., 2007) ou les deux (Pang et al. 2022). Dans notre cas, le faible coefficient de corrélation obtenu est essentiellement dû à un échantillon du faciès C qui apparaît comme aberrant (avec notamment une vitesse élevée). Une fois cet échantillon mis à l'écart, la relation (courbe rouge sur la figure) s'améliore avec un coefficient de corrélation de 0,7.

A partir de cette littérature particulièrement restreinte, nous avons utilisé deux relations empiriques, à savoir la relation de Faust (Faust, 1953) et celle proposée par Hacikoylu et al. (2006), ce qui permet donc de discuter de la corrélation entre V_P et F . La relation proposée par Faust (1953) est probablement la première tentative pour prédire les vitesses V_P à partir de la résistivité (ou facteur de formation) dans un réservoir de grès consolidé. La vitesse et le facteur de formation sont empiriquement liés à la profondeur (z) en km par l'équation suivante :

$$V_p(km) = 2.888(zF)^{\frac{1}{6}}, \quad (105)$$

Quant à la relation proposée par Hacikoylu et al. (2006), il s'agit d'une relation établie pour des roches non consolidées avec une fraction d'argile importante en se basant sur des modèles de milieux effectifs. L'équation obtenue est donnée par l'expression suivante :

$$V_p(km) = \frac{F}{0.9 + cF}, \quad (106)$$

où c est une constante comprise 0,27 et 0,32 qui dépend de la lithologie.

Une troisième relation reliant V_p et F a été également utilisée. Cette dernière est obtenue en combinant la loi d'Archie (équation 53) et la relation empirique WTA (équation 29). La relation obtenue est dénommée AWT (Archie-Wyllie transform) et est donnée par l'expression suivante :

$$\frac{1}{F} = \left(\frac{V_{pm}/V_p - 1}{V_{pm}/V_{pf} - 1} \right)^m. \quad (107)$$

Ces trois relations ont été ensuite tracées sur la Figure 75a. On remarque que la relation de Faust sous-estime assez largement les vitesses V_p expérimentales. Ceci est principalement dû à la profondeur qui joue un rôle essentiel dans le calibrage de cette relation. En effet, pour des profondeurs inférieures à 100 m, elle prédit systématiquement des vitesses faibles. De plus, Hacikoylu et al. (2006) ont montré que la relation de Faust est plutôt adaptée pour des roches consolidées à faible teneur en argile situées à des profondeurs comprises entre 1,0 et 2,5 km, avec pour un facteur de formation compris entre 11 et 70.

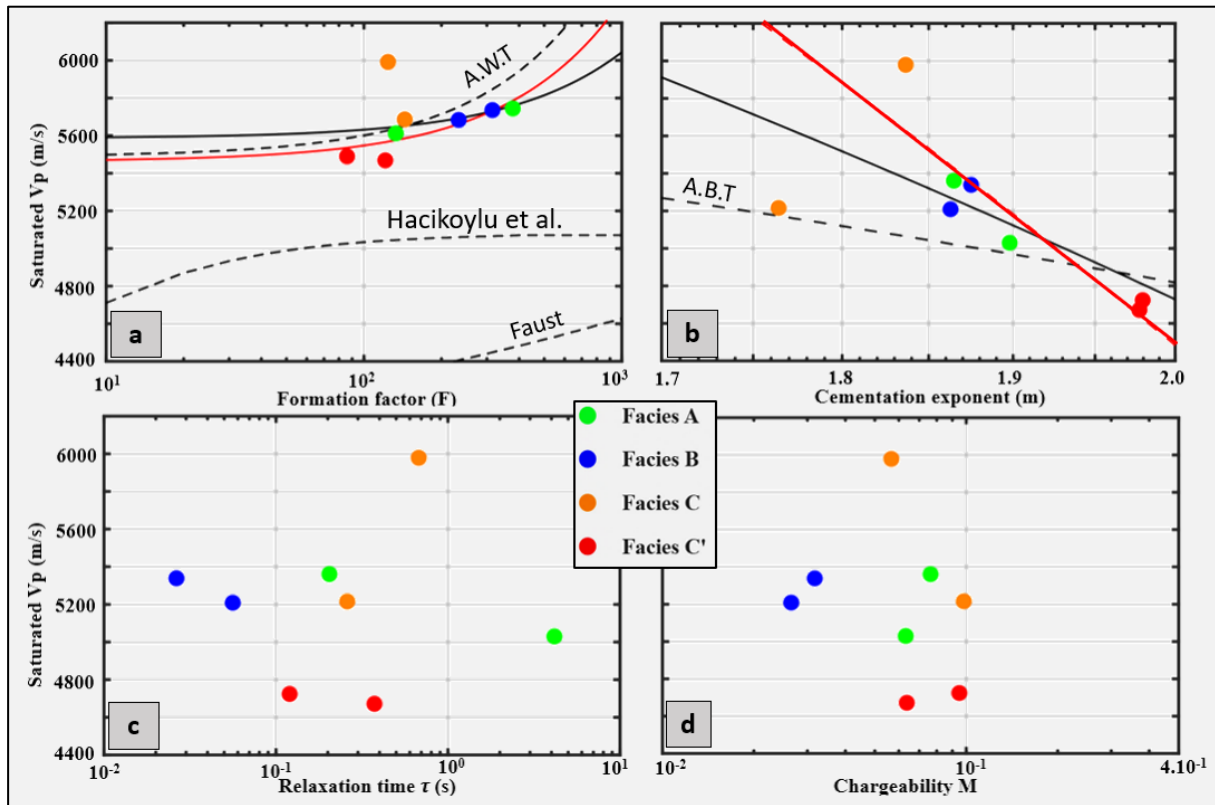


Figure 75. Relation entre les vitesses V_P et les propriétés électriques. a) V_P saturée en fonction du facteur de formation. Ligne noire : droite de régression linéaire suivant l'équation $V_P = 1,1733F + 4966,3$, $R^2 = 0,09$. Ligne rouge : droite de régression linéaire suivant l'équation $V_P = 2,0952F + 4656,7$, $R^2 = 0,67$. b) V_P saturée en fonction de l'exposant de cimentation obtenu à partir de la relation de Borai. Ligne noire : droite de régression linéaire suivant l'équation $V_P = 3957,8m + 12641$, $R^2 = 0,47$. Ligne rouge : droite de régression linéaire suivant l'équation $V_P = 7007,1m + 18495$, $R^2 = 0,81$. c) V_P saturée en fonction du temps de relaxation. d) V_P saturée en fonction de la chargeabilité.

Concernant la relation de Hacikoylu et al. (2006), elle sous-estime également les vitesses V_P expérimentales. Pour cette relation, le paramètre de calibration est la constante c , qui a été défini pour une lithologie spécifique (argiles sableuses). En modifiant cette constante, on arrive à prédire des vitesses cohérentes avec nos vitesses expérimentales. On trouve alors, dans notre cas, une valeur de c comprise entre 0,18 et 0,20.

Enfin, on remarque que la relation AWT donne une bonne prédiction des vitesses V_P mis à part l'échantillon du faciès C. Ce modèle se rapproche particulièrement de celui obtenu par régression linéaire sans l'échantillon du faciès C. En effet, la relation AWT combinant les

relations permet une bonne description du croisement entre vitesses V_P et facteur de formation car, ces relations d'Archie et de Wyllie individuellement prises sont bien définies pour les calcaires de Beauce (Figure 64 et Figure 70).

La Figure 75b montre une corrélation négative entre les vitesses V_P et l'exposant de cimentation m . Pour tous les échantillons, on obtient une droite de régression avec un coefficient de 0,47 qui peut atteindre 0,8 lorsque qu'un échantillon du faciès C n'est pas considéré. Comme pour le croisement entre V_P et F , nous avons tracé une relation qui correspond à la combinaison de la loi d'Archie et de la relation de Borai (Tableau 2). Cette relation est dénommée ABT (Archie-Borai transform) et elle a pour expression :

$$m = \frac{2.2 - 0.035}{\left(\frac{V_{Pm}/V_P - 1}{V_{Pm}/V_{Pf} - 1}\right) + 0.042}. \quad (108)$$

Comme pour la relation AWT, on remarque que la relation combinée ABT offre globalement une bonne prédiction, mise à part un échantillon du faciès C qui apparaissait déjà aberrant au niveau de la relation V_P - F .

10.2 Vitesse V_S saturée en fonction des propriétés électriques

A l'instar des vitesses V_P saturées, nous avons aussi croisé les vitesses V_S saturée avec les propriétés électriques (F , m , M , τ), le résultat obtenu est présenté sur la Figure 76. On remarque sur cette figure qu'une relation linéaire est difficile à établir entre les vitesses des ondes S et les propriétés électriques. Pour les relations V_S - F et V_S - m , ceci peut être lié à la difficulté de trouver une relation entre les vitesses V_S et la porosité effective, comme nous l'avons montré sur la Figure 64. Ainsi, le fait que dans notre cas, les vitesses V_S soient très peu dépendantes de la porosité effective (donc la microstructure des faciès) entraîne cette non linéarité entre les vitesses V_S et le facteur de formation ou l'exposant de cimentation (qui eux sont dépendants de la porosité effective). Dans la littérature on retrouve peu d'études qui portent sur le croisement entre vitesses V_S et propriétés électriques excepté, Han et al. (2010) qui ont rapporté une relation linéaire positive pour V_S - F . Il faut noter que cette étude a été menée uniquement sur des échantillons de grès dont les vitesses V_P comme V_S sont d'ailleurs bien reliées à la porosité.

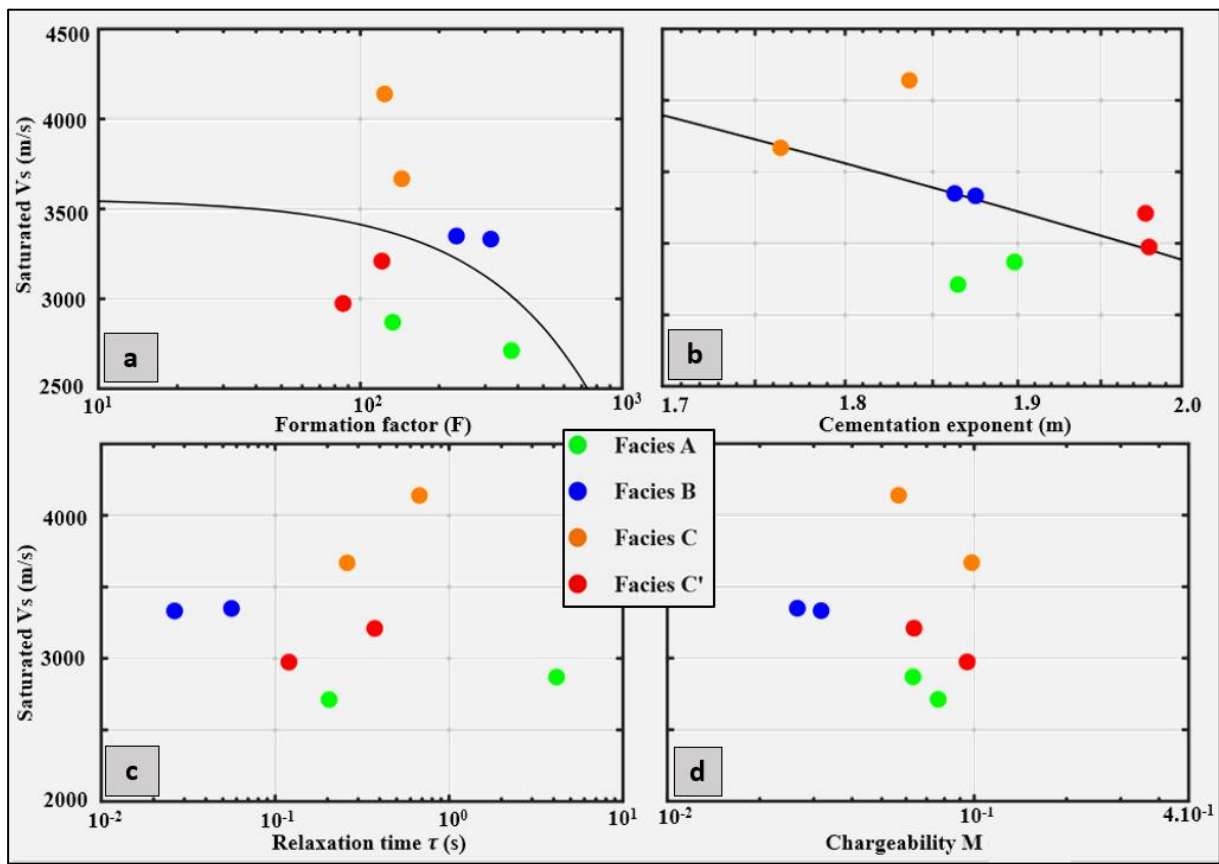


Figure 76. Relation entre les vitesses V_S et les propriétés électriques. a) V_S saturée en fonction du facteur de formation. Ligne noire : droite de régression linéaire suivant l'équation $V_S = -1,4333F + 3556,7$, $R^2 = 0,11$. b) V_S saturée en fonction de l'exposant de cimentation obtenu à partir du modèle de Borai. Ligne noire : droite de régression linéaire suivant l'équation $V_P = -3368,5m + 9622,4$, $R^2 = 0,27$. c) V_S saturée en fonction du temps de relaxation. d) V_S saturée en fonction de la chargeabilité.

Tout comme pour les vitesses V_P , les relations V_S - τ et V_S - M ne montrent pas de corrélation satisfaisante. Dans une moindre mesure, on pouvait s'attendre à une corrélation entre les vitesses V_S et la chargeabilité du fait que ces deux propriétés soient plus sensibles à la minéralogie. Néanmoins, une corrélation peut exister ($R^2 = 0,97$) entre ces deux paramètres si l'on ne considère que les faciès microporeux (faciès B et C'). Cette corrélation se traduit par une diminution des vitesses V_S avec la chargeabilité.

10.3 Ratio V_P/V_S saturée en fonction des propriétés électriques

Après le croisement des vitesses V_P ou V_S avec les propriétés électriques, considérons à présent le croisement de ces propriétés électriques avec le ratio V_P/V_S . La Figure 77 montre le résultat obtenu. On constate globalement sur cette figure aucune corrélation entre le ratio V_P/V_S et les différentes propriétés électriques. Sur la Figure 77a, une tendance similaire à celle de la relation V_P-F semble exister entre le ratio V_P/V_S et F même si cette dernière ne se traduit pas par une bonne corrélation ($R^2 = 0,43$). Suivant cette tendance, on aurait une augmentation du ratio V_P/V_S avec le facteur de formation.

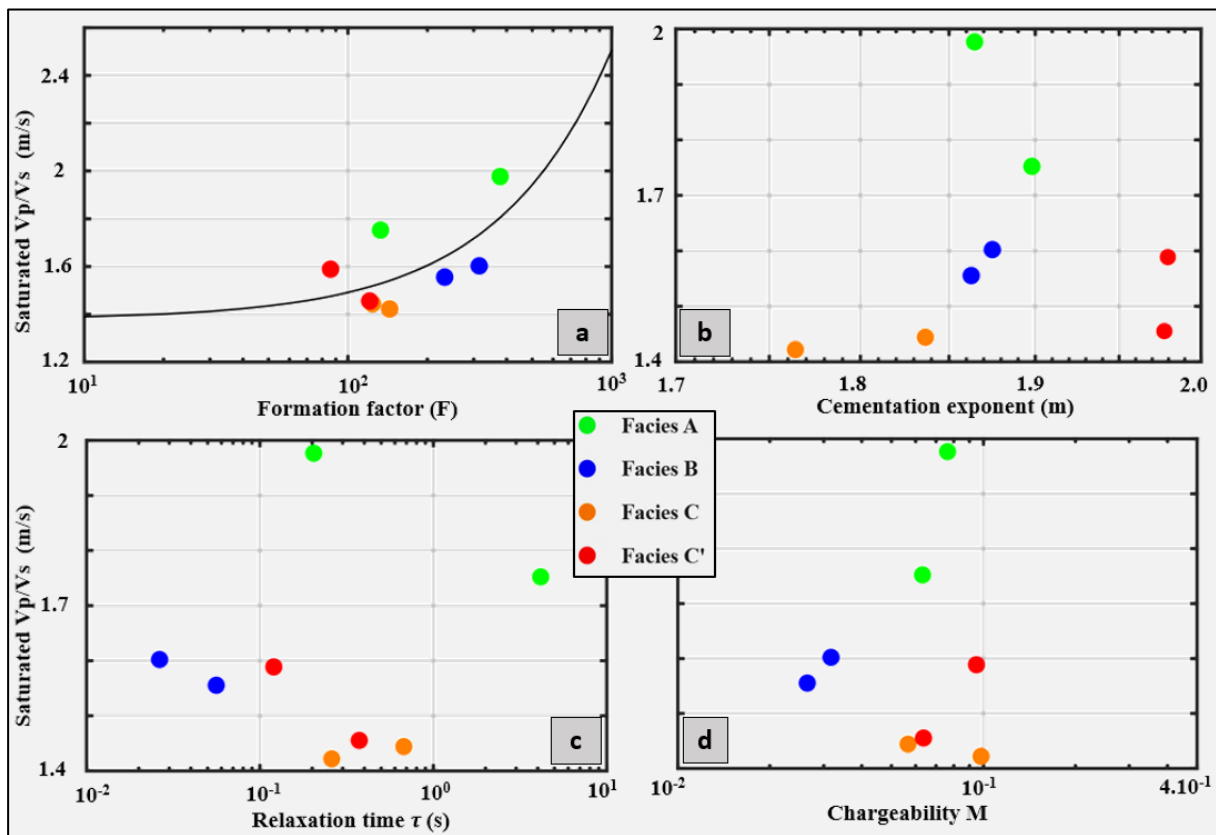


Figure 77. Relation entre le ratio V_P/V_S et les propriétés électriques. a) ratio V_P/V_S saturé en fonction du facteur de formation. Ligne noire : droite de régression linéaire suivant l'équation $V_P/V_S = 0,0012F + 1,3783$, $R^2 = 0,43$. b) ratio V_P/V_S saturé en fonction de l'exposant de cimentation obtenu à partir du modèle de Borai. c) ratio V_P/V_S saturé en fonction du temps de relaxation. d) ratio V_P/V_S saturé en fonction de la chargeabilité.

Dans une certaine mesure, une corrélation peut être définie entre le ratio V_P/V_S et le temps de relaxation en ne considérant que les faciès B, C et C'. Cette corrélation négative devient meilleure ($R^2 = 0,87$) si on considère que les faciès microporeux, ce qui montre une certaine

influence de la microstructure. Il convient de noter que dans la littérature, on ne retrouve aucune étude rapportant une relation entre le ratio de vitesses et les propriétés électriques.

10.4 Corrélation entre V_P - F et V_P - m et influence de la porosité effective, de la perméabilité et de la microstructure

La relation la plus rapportée dans les différentes études est celle qui lie V_P à F , tout comme V_P à m . Comme évoqué pour les vitesses V_S , la porosité effective semble être le paramètre commun aux trois propriétés V_P , F , et m . La Figure 78a,b montre cette dépendance conjointe de ces trois paramètres vis-à-vis de la porosité effective. Les vitesses acoustiques V_P , sont contrôlées en premier lieu par le volume des pores, avec une diminution de V_P avec la porosité, comme évoqué précédemment (voir section 8.3.1). Par ailleurs, le facteur de formation et l'exposant de cimentation sont également contrôlés par la porosité effective et sont aussi influencés par le type de pores (Figure 70). Ainsi, V_P et F diminuent avec l'augmentation de la porosité effective tandis que V_P et m montre corrélation négative (car l'exposant de cimentation augmente avec la porosité, ce qui peut sembler contre-intuitif à première vue). Enfin, ce contrôle de la porosité effective sur ces trois paramètres explique pourquoi les relations combinées Archie-Wyllie ou Archie-Borai procurent une bonne prédiction de la plupart des échantillons.

La Figure 78c,d montre les relations V_P - F et V_P - m en lien avec la perméabilité où on remarque qu'une tendance est plus compliquée à établir spécialement pour la relation V_P - F . Pour la relation V_P - m mise à part un échantillon du faciès A, on remarque que lorsque la perméabilité diminue, les vitesses V_P diminuent également, alors que l'exposant de cimentation augmente.

Bien qu'il soit souvent difficile d'établir directement des relations entre les différentes propriétés pétrophysiques de nos calcaires, leur interprétation conjointe ou couplée permet de fournir une discrimination (ou clustering) complète de nos différents faciès. En effet, d'une part, nous avons montré que les faciès C et C' sont très bien discriminés à partir des relations petroacoustiques (Figure 64). On retrouve cette même discrimination en croisant les vitesses V_P et l'exposant de cimentation. D'autre part, en revanche, les faciès A et B forment plutôt un cluster difficile à dissocier étant donné que ces deux faciès ont des porosités effectives très proches. Cependant, ces deux faciès peuvent être facilement discriminés en considérant le temps de relaxation, la perméabilité, la taille des pores ou la surface spécifique. On peut ainsi voir que le croisement entre les vitesses V_P et le temps de relaxation (Figure 75c) ou entre les vitesses V_S et la chargeabilité (Figure 76d) permet de dissocier les faciès microporeux (qui

montrent une très relation linéaire) des faciès macroporeux, ce qui permet par la suite de dissocier le faciès A du faciès B.

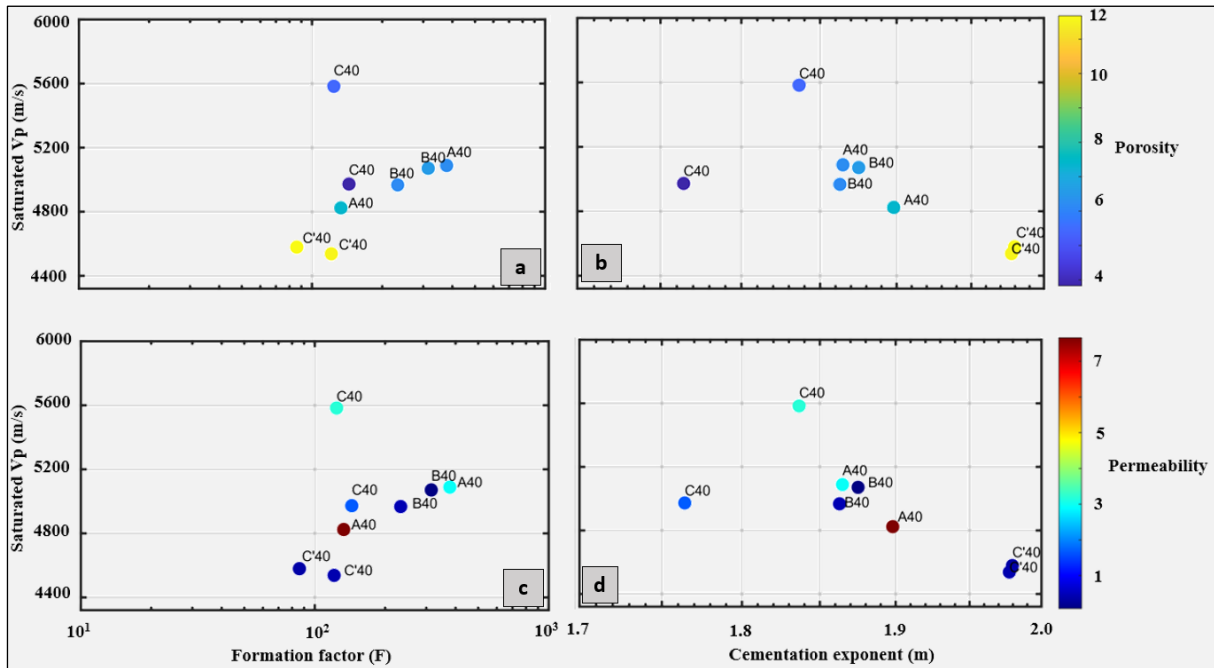


Figure 78. Relation entre vitesses V_P et les propriétés électriques en lien avec les propriétés réservoirs. a) V_P saturée en fonction du facteur de formation en lien avec la porosité effective. b) V_P saturée en fonction de l'exposant de cimentation obtenu à partir du modèle de Borai en lien avec la porosité effective. c) V_P saturée en fonction du facteur de formation en lien avec la perméabilité. d) V_P saturée en fonction de l'exposant de cimentation obtenu à partir du modèle de Borai en lien avec la perméabilité.

Par ailleurs, une discrimination totale de tous les faciès est également possible en s'appuyant sur une analyse en composantes principales (ACP). L'ACP est une méthode d'analyse de données qui permet de réduire ou de résumer une quantité de données importantes en se basant sur la variance ou covariance des différentes variables. Concrètement, elle consiste à trouver de nouvelles variables (appelées composantes principales), qui sont des combinaisons linéaires des variables initiales, telles que la projection de points sur ces nouvelles axes (composantes principales) montre un nuage de points aussi proche que possible du nuage de points initial. Pour appliquer cette méthode, un jeu de données composé de 10 variables a été défini. Les variables sont composées de 3 propriétés acoustiques V_P , V_s , V_P/V_s et de 8 propriétés électriques F , m , σ_s , l , σ'' , M , τ . L'analyse a été réalisée sur Matlab® à partir de la fonction `pca(x)`. La Figure 79 montre le résultat obtenu en termes de composantes principales. Les paramètres de sorties (coeff, score, latent, explained) sont présentés en Annexe 20.

L'analyse du paramètre « explained » qui correspond au pourcentage de la variance totale des composantes principales, montre que les 2 premières composantes principales expliquent 99% de la variance de l'ensemble des données. La même analyse est observée pour le paramètre « latent » qui correspond aux valeurs propres (ou Eigen values). Plus cette dernière est élevée et plus importante est la composante principale correspondante. Le paramètre « coeff » est une matrice carrée 10*10 qui montre tous les coefficients de chaque composante principale. Enfin, le paramètre « score » ou matrice de vecteurs propres représente les valeurs de chaque composante principale en fonction des observations (échantillons).

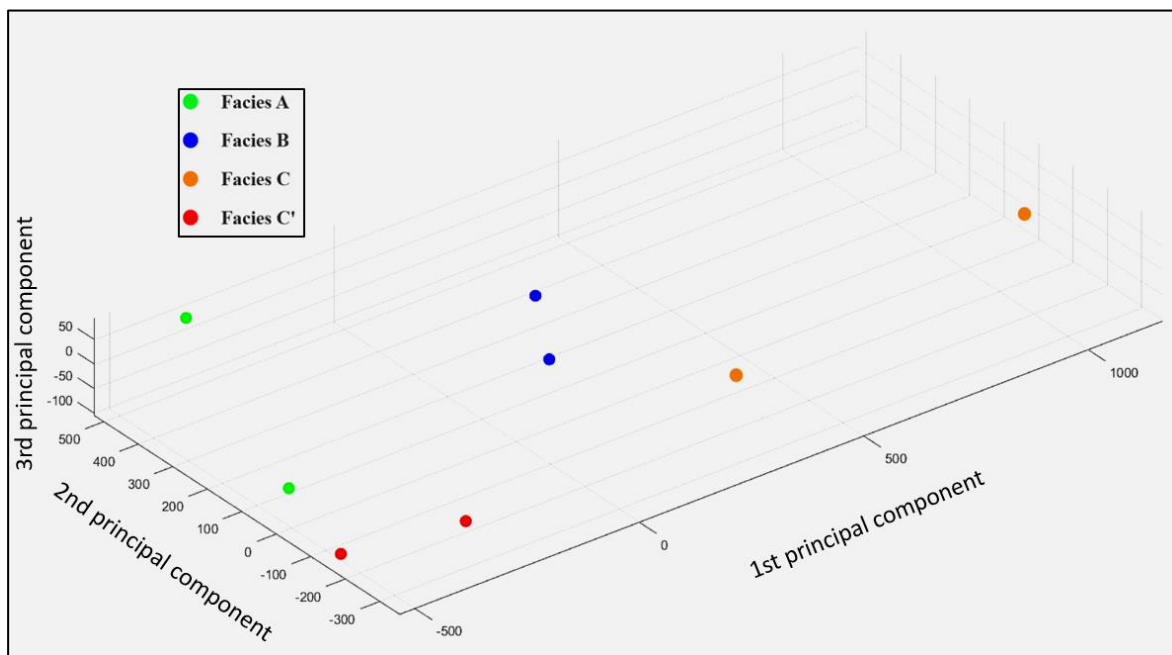


Figure 79. Analyse en composante principale pour un ensemble de propriétés couplées acoustique et électrique.

Concernant la Figure 79, on constate que les échantillons sont dispersés et sans aucune corrélation évidente, ce qui est le but recherché avec l'ACP. En regroupant les échantillons par faciès, on remarque qu'il y'a une plus grande variabilité (ou variance) entre les deux échantillons des faciès macroporeux (faciès A et C) comparée aux faciès microporeux (faciès B et C'). Cette variabilité entre échantillons d'un même faciès pourrait être ainsi utilisée comme critère de discrimination. En effet, ceci a été démontré tout au long des analyses pétrophysiques où on trouve d'une part que les faciès à macropores, fortement altérés, avec une perméabilité élevée, sont caractérisés par des valeurs hétérogènes et variées, matérialisées notamment par le faciès C. D'autre part, les échantillons avec moins de macropores, sont caractérisés par des valeurs homogènes et moins variées, matérialisées notamment par le faciès C'.

Ce chapitre met l'accent sur le couplage entre les propriétés acoustiques et électriques afin d'améliorer la caractérisation pétrophysique des réservoirs carbonatés complexes. À partir des relations couplées entre propriétés physiques, il ressort que seules les relations V_p-F ou V_p-m montrent une tendance bien définie. On note également que seules les transformations d'Archie et Wyllie d'une part et Archie-Borai d'autre part permettent une assez bonne prédiction, ce qui montre que les 3 paramètres V_p , F et m sont principalement contrôlés par la porosité effective. Ainsi, à partir de ces trois paramètres, on distingue assez clairement les faciès microporeux et macroporeux, contrairement aux faciès aux porosités trop proches. Pour finalement arriver à discriminer ces derniers, les paramètres tels que k et τ qui sont contrôlés principalement par la taille des pores, doivent être pris en compte. Ces observations montrent donc l'utilité de combiner l'acoustique et l'électrique.

Enfin, à partir de l'analyse en composantes principales, on montre que la variabilité des propriétés acoustiques et électriques au sein d'un même faciès peut être également un bon critère de discrimination.

PARTIE IV : PERSPECTIVE DE LA PROBLEMATIQUE DE
CHANGEMENT D'ECHELLE DES PROPRIETES RESERVOIRS ET
ACOUSTIQUES

CHAPITRE 11 : VERS UN CHANGEMENT D'ECHELLE DES PROPRIETES PETROACOUSTIQUES

Dans les réservoirs hétérogènes, l'échelle de mesure peut avoir une importance cruciale sur la représentativité des propriétés pétrophysiques. Ces dernières sont susceptibles de varier de l'échelle du pore à l'échelle du terrain (Tiab & Donaldson, 2015). Ce chapitre se propose comme une ouverture à ce manuscrit de thèse. Nous proposons d'analyser d'abord l'effet de taille des échantillons sur les propriétés réservoirs et acoustiques et l'effet du changement de fréquence sur les propriétés acoustiques. Ensuite, une comparaison (Figure 80) entre différentes données de laboratoire et du terrain sera discutée, pour estimer le potentiel et le réalisme d'une étude complète de changement d'échelle.

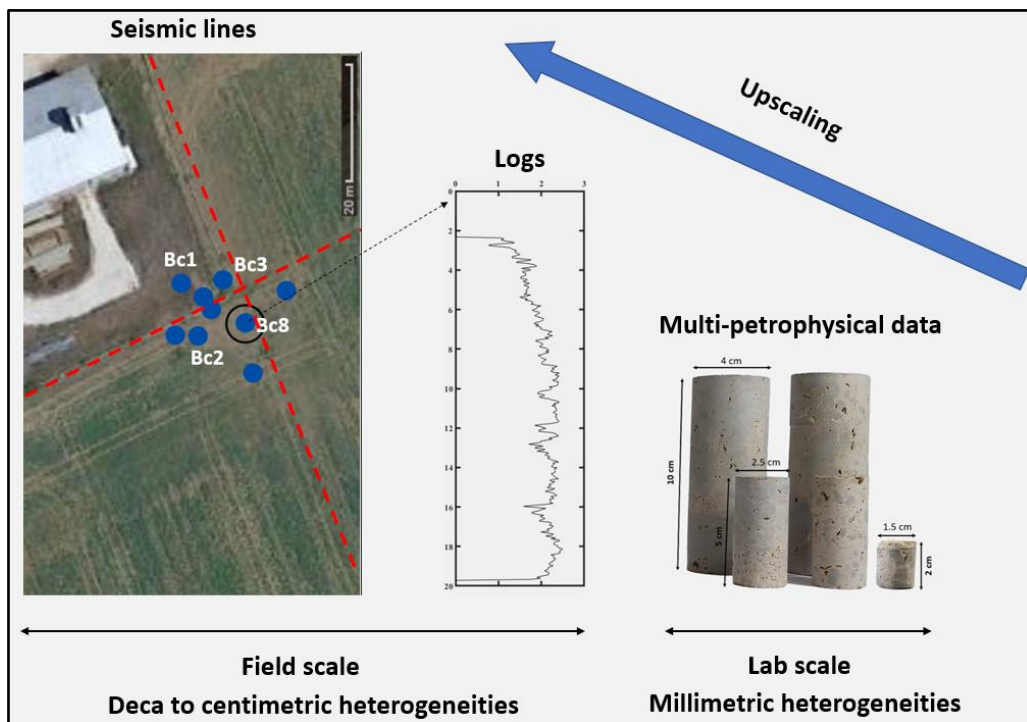


Figure 80. Aperçu du principe d'intégration de données du laboratoire au terrain et du changement d'échelle.

Les données considérées sont de trois niveaux :

- Les données de terrain composées de deux lignes 2D perpendiculaires de sismique réfraction, à partir desquelles des logs de vitesses ont été extraites.

- Les données de puits : les logs (caliper, neutron, densité et conductivités) issus de trois forages, Bc5 et Bc7 situés autour du grand puits et Bc8 initialement réalisé au centre du puits avant sa construction et où nos échantillons de laboratoire ont été prélevés.
- Les données de laboratoire sont les mesures pétrophysiques (porosité, perméabilité, analyse microstructurale, propriétés acoustiques multifréquences) présentées dans les chapitres précédents.

11.1 Analyse des logs

Cette analyse s'appuie sur celle réalisée sur la base des cinq forages pour la définition des pétrofaciès (Figure 35). La Figure 81 montre les différents logs issus des trois forages Bc8, Bc5 et Bc7.

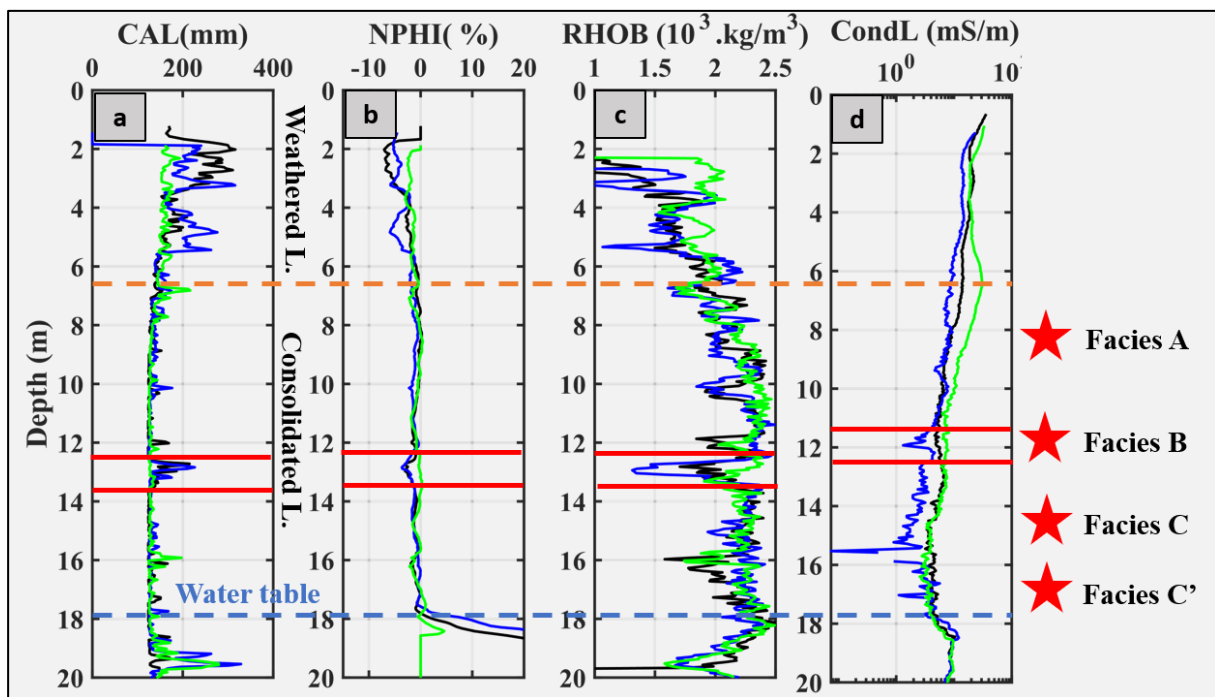


Figure 81. Aperçu des différents logs caliper (a), neutron (b), densité apparente (c) et conductivité (d) pour les trois forages Bc5 (en bleu), Bc7 (en vert) et Bc8 (en noir).

On voit que le diamètre moyen (Figure 81a) varie globalement entre 100 et 350 mm. La Figure 81b montre la porosité neutron qui varie entre 45 et -15 %. Il est important de noter qu'il s'agit d'une échelle calcaire (NPHL), c'est-à-dire calibrée pour une matrice calcaire. Cela implique que lorsque l'outil est en face d'un calcaire pur saturé (en eau), il donnera la véritable porosité de ce calcaire. Etant donné que nous sommes dans une zone insaturée avec une lithologie souvent hétérogène (présence d'argiles ou autres minéraux détritiques), la porosité est

probablement sous-estimée d'une part et doit être corrigée de l'effet lithologique d'autre part (voir ci-dessous). La Figure 81c montre la masse volumique (ou densité apparente) qui varie entre 1 et 2,5 g/cm³. Enfin, la Figure 81d,e montre respectivement les conductivités courte et longue qui varient grossièrement entre 1 et 100 mS/m.

11.2 De l'échantillon au forage : influence de la taille des échantillons sur les propriétés réservoirs

11.2.1 Porosité effective, masse volumique et perméabilité

Tout d'abord, la Figure 82a montre la porosité effective obtenue pour des échantillons de 2,5 et 4,0 cm de diamètre (respectivement avec des ronds vides et pleins) ainsi que la porosité-Hg pour les échantillons de 1,5 cm de diamètre (losanges). Globalement, les moyennes (arithmétique) des échantillons regroupés par taille mettent en évidence une légère différence, bien que proche de la précision de notre équipement (+/- 0,5%). Les échantillons de 4,0 cm de diamètre montrent une valeur moyenne de 7,36 %, les échantillons de 2,5 cm montrent une moyenne de 8,27 % et enfin les échantillons de 1,5 cm montrent une moyenne de 7,07 %. On voit ici à première vue qu'il y a bien une différence entre les échantillons mais que celle-ci ne semble pas être liée à la taille à proprement parler du fait de l'absence de tendance croissante ou décroissante de la porosité avec la taille.

En comparant la moyenne arithmétique et pondérée (par la taille) de chaque faciès, il apparaît que le faciès A présente relativement les écarts les plus élevés (8,46 et 7,76%) par rapport au faciès B (5,91 et 6,18%), au faciès C (5,46 et 5,45%) et enfin le faciès C' (10,44 et 10,97 %). En effet, seul le faciès A présente une porosité plus élevée pour les échantillons de 1,5 cm comparée aux échantillons de 2,5 et 4,0 cm de diamètre. Pour le faciès C, les échantillons de 2,5 cm présentent les valeurs de porosité les plus élevées tandis que les faciès B et C' montrent une tendance similaire où la porosité effective (échantillons de 4,0 et 2,5 cm de diamètre) est supérieure à la porosité-Hg (échantillons de 1,5 cm de diamètre).

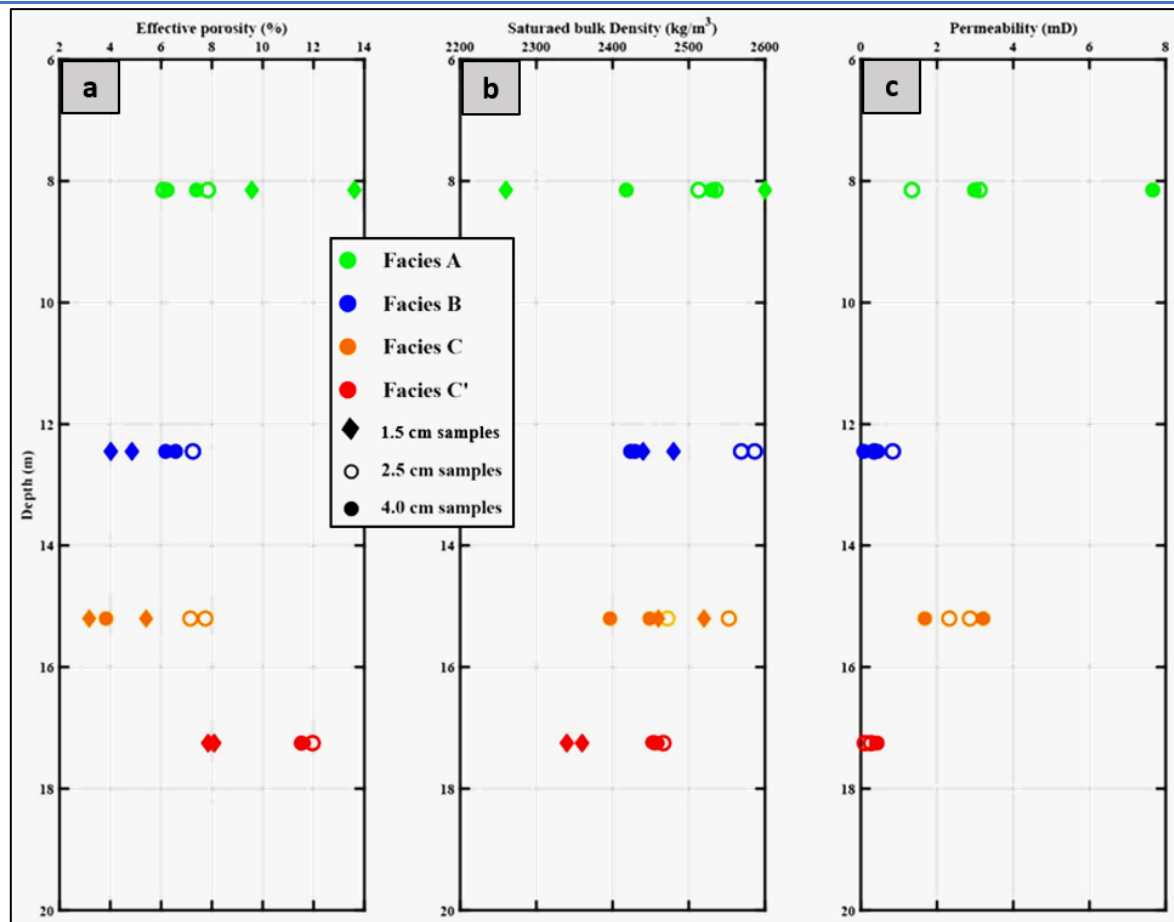


Figure 82. Propriétés réservoirs des différents échantillons en fonction de la profondeur. a) porosité effective et porosité-Hg. b) masse volumique saturée. c) perméabilité absolue.

En ce qui concerne la masse volumique saturée (Figure 82b), une tendance globalement similaire à celle de la porosité est observée, bien qu'étant presque dans la barre d'erreur de nos précisions de mesure à nouveau ($\pm 25 \text{ kg/m}^3$). En considérant les différentes moyennes par faciès, très peu de différence est observée, ce qui indique un moindre impact de la taille sur la masse volumique. Dans le détail, une relative variation est observée pour le faciès B puis les faciès A et C. De plus, cette légère ségrégation est mise en évidence également par la densité des grains : du plus lourd au plus léger, on trouve les échantillons de 2,5 cm de diamètre (2652 kg/m^3) puis 1,5 cm de diamètre (2584 kg/m^3) et enfin ceux de 4 cm de diamètre avec une densité des grains de 2563 kg/m^3 . Démontrant à nouveau l'absence de tendance pour cette propriété avec la taille des échantillons.

Finalement, en ce qui concerne la perméabilité (Figure 82c), il existe une nette différence en fonction de la taille de l'échantillon et ce même en considérant l'incertitude de mesure autour

de +/-0,02 mD. En effet, les échantillons de 2,5 cm de diamètre ont une perméabilité inférieure en moyenne (1,40 mD) à celle des échantillons de 4,0 cm de diamètre (2,10 mD).

11.2.2 Relation perméabilité-porosité

Comme on l'a montré sur la Figure 58, aucune relation n'est observée entre la perméabilité et la porosité effective lorsque l'on considère tous les échantillons. Pour déterminer un éventuel effet de taille sur cette relation, nous avons séparé sur la Figure 83 les relations perméabilité-porosité en fonction de la taille des échantillons.

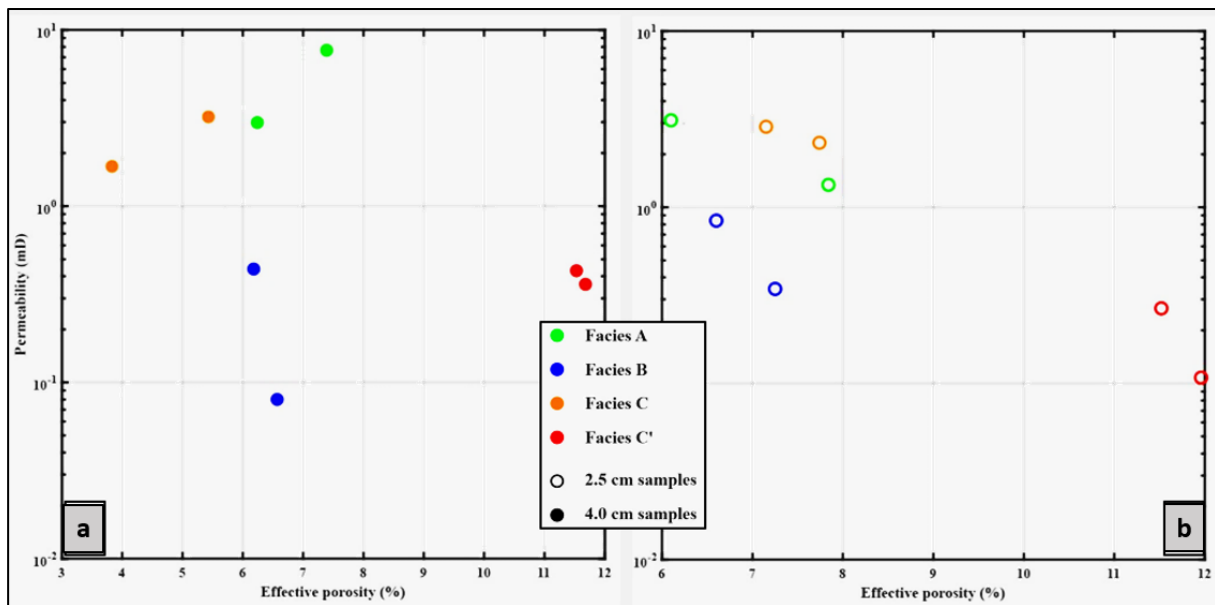


Figure 83. Effet de taille d'échantillons sur la relation perméabilité-porosité. a) relation perméabilité-porosité pour les échantillons de 4,0 cm de diamètre. b) relation perméabilité-porosité pour les échantillons de 2,5 cm de diamètre.

Sur la Figure 83a, nous pouvons voir qu'il n'y a pas de relation ($R^2 = 0,06$) à première vue, cependant une ségrégation basée sur la microstructure peut être observée comme sur la Figure 58. Sur l'autre Figure 83b, la relation reste mauvaise ($R^2 = 0,42$) avec une tendance négative entre les deux propriétés. Une ségrégation basée sur la microstructure n'est pas simple à établir.

Bien que les échantillons de 2,5 cm de diamètre présentent en moyenne une porosité effective plus élevée, leur perméabilité est inférieure comparée aux échantillons de 4,0 cm de diamètre. On peut alors supposer que d'une part, la porosité effective est majoritairement contrôlée par les micropores micritiques de type intergranulaire. D'autre part, la perméabilité est principalement liée à la présence de macropores qui créent une connectivité à travers la matrice microporeuse. Ainsi, pour des échantillons de faciès B et C qui sont majoritairement

microporeux, le changement de taille n'affecte pas tellement la relation perméabilité-porosité qui reste mauvaise de part et d'autre. À l'inverse, pour les faciès A et C, l'augmentation de la taille de l'échantillon résulte d'une meilleure relation positive ($R^2 = 0,78$) entre la perméabilité et la porosité effective. En effet, au fur et à mesure que la taille de l'échantillon augmente, la proportion de macropores augmente également, confirmée par les résultats de tomographie (Figure 84) réalisés sur les échantillons de 2,5 et 4,0 cm de diamètre.

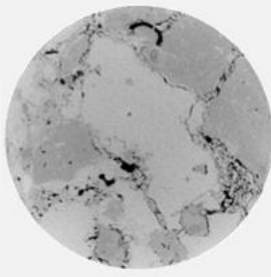
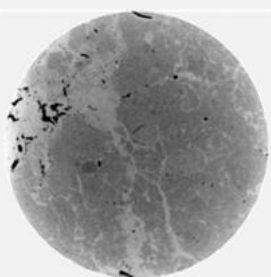
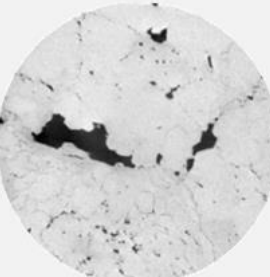
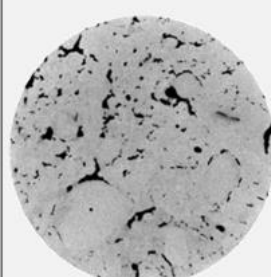
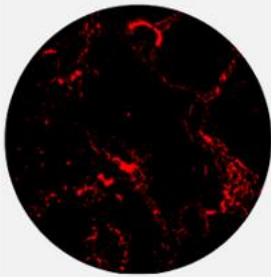
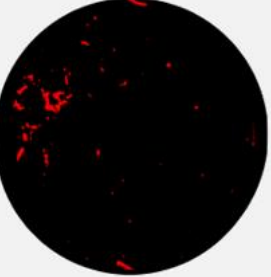
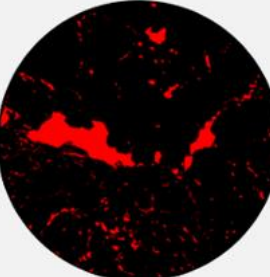
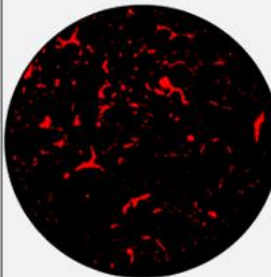
	Facies A (4.0 cm)	Facies A (2.5 cm)	Facies C (4.0 cm)	Facies C (2.5 cm)
CT-scan images				
Segmented images				
	PV=3.63	PV=1.66	PV=5.40	PV=2.54

Figure 84. Images obtenues par microtomographie des faciès A et C pour les échantillons de 2,5 et 4,0 cm de diamètre. Les images du haut sont des slices 8-bit traitées, présentant la texture originale de chaque faciès et les images du bas sont les images segmentées où la couleur rouge met en évidence le volume macro-pore (Pore Volume : PV en %).

On peut par ailleurs noter que, quelle que soit leur taille, les faciès B et C' présentent une très faible proportion de macropores (moins de 0,5%) qui sont décimés et isolés aléatoirement à travers la matrice et ne sont probablement pas suffisants pour impacter l'écoulement du fluide.

La question qui reste est de savoir pourquoi l'augmentation de la proportion de macropores a tendance à moins affecter, voire à diminuer, la porosité effective. Une des explications pourrait être liée à l'altération. En effet, une proportion élevée de macropores indique un degré élevé d'altération (voir section 7.3). Ceci s'accompagne aussi par la présence de minéraux détritiques (principalement des argiles) en remplacement de la calcite. Ce remplacement se produit

principalement dans la matrice partiellement altérée (Figure 54). Ainsi, une des conséquences de ce remplacement est le colmatage des micropores intergranulaires par les minéraux argileux (principalement le palygorskite) qui finissent par affecter la porosité effective.

Une seconde explication pourrait être la limite de la méthode de triple pesée. En effet, lorsqu'on a à faire à des échantillons à grosses cavités ou fracturés, la méthode de pesée hydrostatique peut conduire à une sous-estimation de la porosité effective comme évoquée au niveau de la section 8.1.3.

11.2.3 Comparaison entre mesures de laboratoire et logs

Pour comparer les résultats de laboratoire aux logs de neutron et de densité, nous avons calculé un nouveau log de porosité, corrigé de l'effet lithologique. Cette dernière est obtenue en faisant la moyenne entre la porosité neutron et la porosité calculée à partir du log de densité. La porosité issue du log densité est obtenue via l'équation 33 (section 3.3). Cependant, cette relation prévoit une saturation en fluide de 100%, ce qui n'est pas notre cas. Ainsi, sur la base de la teneur en eau issue des mesures NMR (Aldana et al., 2021; Isch et al., 2022), une saturation en eau moyenne de 30 % a été considérée.

La Figure 85 montre d'une part la comparaison entre les mesures de porosités au laboratoire et le nouveau log de porosité obtenu (Figure 85a) et d'autre part la comparaison entre les mesures de masse volumique au laboratoire et le log de densité (Figure 85b). Globalement, on peut constater une cohérence entre les mesures de laboratoire et les données de diagraphies, notamment pour les faciès B et C'. Nous pouvons alors conclure que ces deux faciès majoritairement microporeux et homogènes conservent des structures similaires à l'échelle du terrain.

En revanche, les faciès A et C présentent une différence plus importante entre les deux échelles de mesures. Ces écarts peuvent être liés à une structure plus complexe de ces deux faciès. En effet, on peut considérer que les échantillons de laboratoire comportent une proportion relativement faible de macropores comparés au volume investigué par les logs. Ce volume inclut davantage de cavités voire de karsts et de fractures qui pourraient expliquer une masse volumique relativement plus faible et une porosité relativement plus élevée, trouvées sur le terrain. Cette divergence renforce l'importance de la problématique du changement d'échelle pour les réservoirs complexes concernant à la fois la taille des échantillons et celle des hétérogénéités à considérer. Comme le soulignent de nombreux auteurs qui ont étudié cette

problématique et son importance pour la caractérisation des réservoirs d'une part et des propriétés acoustiques dans carbonatés d'autre part (Brown et al., 2000; Ehrenberg, 2007; Nordahl & Ringrose, 2008; Ringrose et al., 2008; Vik et al., 2013; Bailly et al., 2019).

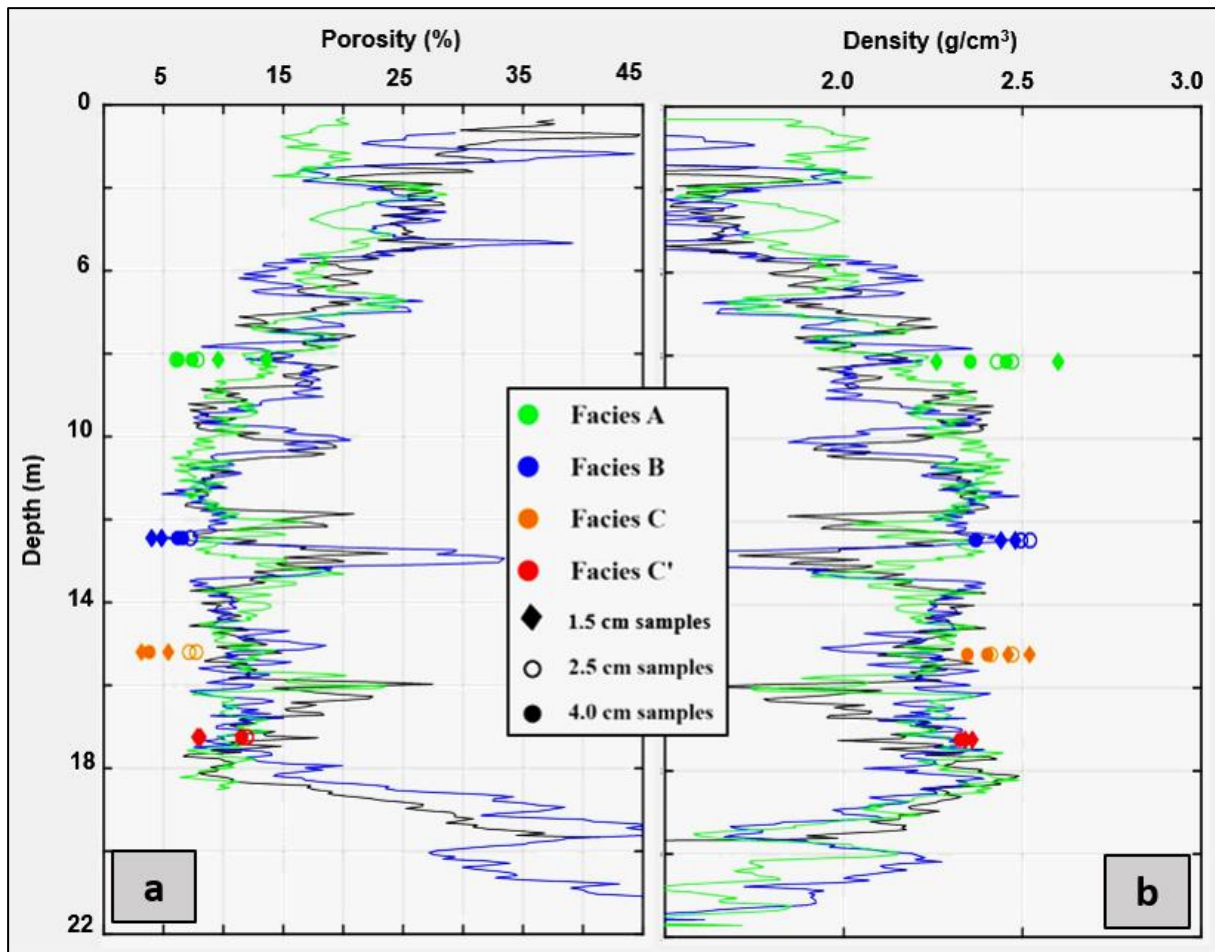


Figure 85. Comparaison entre données de laboratoire et logs pour les trois forages Bc5 (en bleu), Bc7 (en vert) et Bc8 (en noir). a) log de porosité et mesures de laboratoire. b) log de densité apparente et mesures de laboratoire. L'incertitude sur la profondeur des échantillons est de $\pm 0,35$ m pour le faciès A, $\pm 0,65$ m pour le faciès B, $\pm 0,70$ m pour le faciès C et $\pm 0,25$ m pour le faciès C'.

11.3 Effet de taille et de fréquence sur les propriétés acoustiques

11.3.1 Effet de taille

La Figure 86 montre les vitesses V_P saturées à différentes fréquences en fonction de la profondeur avec une incertitude de ± 50 m/s. Les vitesses V_P à 1000 kHz (Figure 86a) varient globalement entre 4729 et 5711 m/s avec une valeur moyenne similaire pour les faciès A (5228 m/s), B (5168 m/s) et C (5288 m/s) en revanche, le faciès C' montre une valeur moyenne

relativement faible (4725 m/s). Une petite différence est observée entre les échantillons de 2,5 cm de diamètre avec une vitesse moyenne de 5008 m/s et les échantillons de 4,0 cm de diamètre avec une vitesse moyenne de 5196 m/s. Cette différence n'est clairement visible que pour le faciès C comme le montre la Figure 86a.

Les vitesses V_P à 500 kHz (Figure 86b) montrent une tendance similaire à celle de V_{P1000} , le faciès C présentant la vitesse moyenne la plus élevée (5357 m/s), tandis que le faciès C' présente la vitesse moyenne la plus basse (4760 m/s), suivi des faciès A (5223 m/s) et faciès B (5249 m/s). La différence entre les échantillons 2,5 et 4,0 cm de diamètre est moins prononcée, 5103 contre 5191 m/s. On ne voit pas de ségrégation nette au niveau des faciès sur la Figure 86b.

A 250 kHz (Figure 86c), les vitesses saturées varient entre 3745 et 4926 m/s avec le faciès C présentant la valeur moyenne la plus élevée (4353 m/s), les faciès A et le faciès B présentent la même valeur (4243 et 4246 m/s) et le faciès C' montre la valeur la plus basse (3989 m/s). La différence basée sur la taille de l'échantillon est plus prononcée, car les échantillons de 4,0 cm présentent une vitesse moyenne de 4468 m/s contre 3948 m/s pour les échantillons de 2,5 cm. Cette différence se voit pour tous les faciès, notamment les faciès B et C.

Enfin, à 120 kHz (Figure 86d), les vitesses saturées varient entre 3846 et 5009 m/s, la même tendance est observée que précédemment avec le faciès C' présentant la valeur moyenne la plus faible. Concernant la différence de taille, là encore, nous avons observé la même tendance tant au niveau global (4442 m/s pour des échantillons de 4,0 cm de diamètre contre 3962 m/s pour des échantillons de 2,5 cm de diamètre) qu'au niveau des faciès.

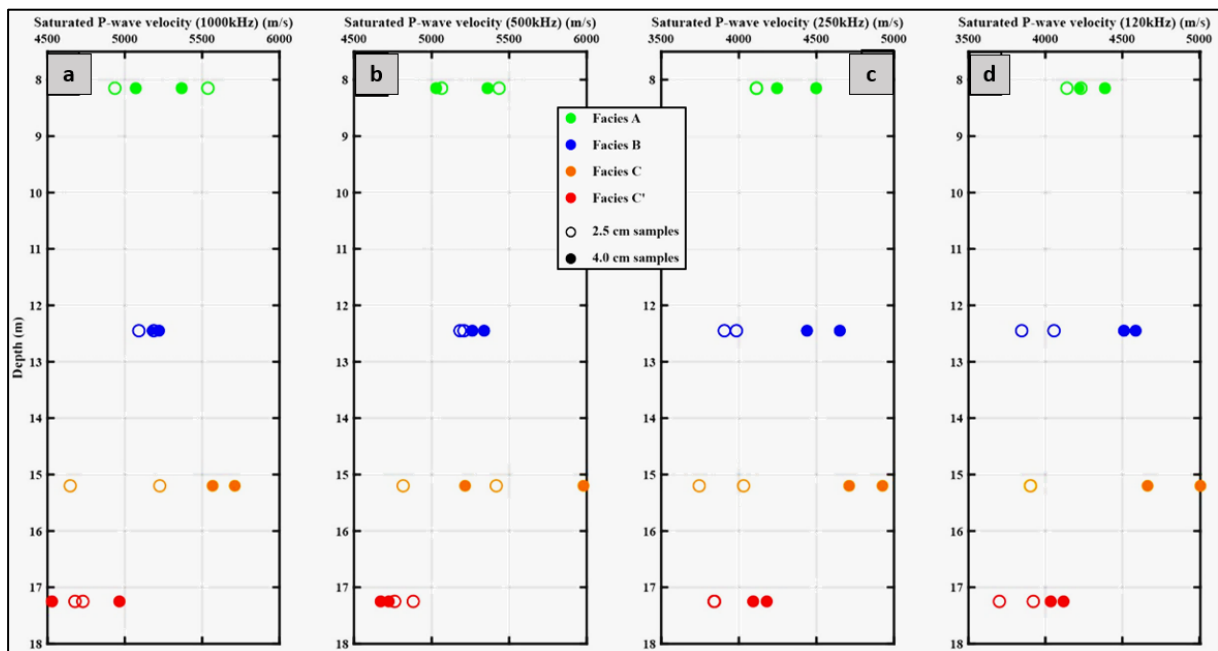


Figure 86. Vitesses acoustiques en condition saturée en fonction de la profondeur. a) V_P saturée à 1000 kHz. b) V_P saturée à 500 kHz. c) V_P saturée à 250 kHz. d) V_P saturée à 120 kHz.

11.3.2 Effet de fréquence

L'effet de fréquence est mis en évidence sur la Figure 87 où nous avons d'abord comparé la vitesse moyenne de chaque faciès à différentes fréquences (Figure 87a), puis nous avons comparé deux à deux les vitesses saturées à différentes fréquences, avec V_{P1000} en fonction de V_{P500} (Figure 87b), V_{P500} en fonction de V_{P250} (Figure 87c) et enfin V_{P250} en fonction V_{P120} (Figure 87d). Sur la Figure 87a, nous pouvons voir une tendance globale qui se traduit par une augmentation des vitesses avec la fréquence. Deux clusters peuvent être définis. D'un côté, les vitesses V_{P1000} et V_{P500} qui montrent des valeurs relativement proches, bien qu'une diminution soit observée en allant vers V_{P1000} . De l'autre côté, une tendance similaire est observée avec V_{P250} et V_{P120} . Au niveau des faciès, on observe une nette distinction entre le faciès C présentant les vitesses moyennes les plus élevées et le faciès C' qui présentent les vitesses moyennes les plus basses et ce quel que soit la fréquence. Les faciès A et B présentent des valeurs moyennes proches, notamment à 250 et 120 kHz, où elles coïncident.

La même analyse peut être observée et appliquée à la Figure 87b,c,d. En effet, la Figure 87b correspond à la comparaison entre les vitesses du premier cluster (c.-à-d. V_{P1000} et V_{P500}). Cette figure montre des vitesses relativement proches pour tous les échantillons, les vitesses V_{P500}

étant légèrement supérieures, notamment pour les échantillons 2,5 cm de diamètre. La comparaison des vitesses V_{P250} et V_{P120} (Figure 87d) montre des vitesses encore plus proches et moins variées comparées aux vitesses V_{P1000} et V_{P500} . De plus, une ségrégation basée sur la taille des échantillons est possible avec les plus gros échantillons qui présentent des vitesses plus élevées.

Enfin, une comparaison en prenant une vitesse de chaque cluster (Figure 87c) montre une dispersion des vitesses acoustiques avec la fréquence. En effet, pour tous les échantillons, les vitesses V_{P500} sont toujours supérieures aux vitesses V_{P120} . Cette même dispersion a pu être observée sur des carottes en comparant les valeurs de modules d'Young issues de mesure statique et dynamique (Mallet et al., 2022a).

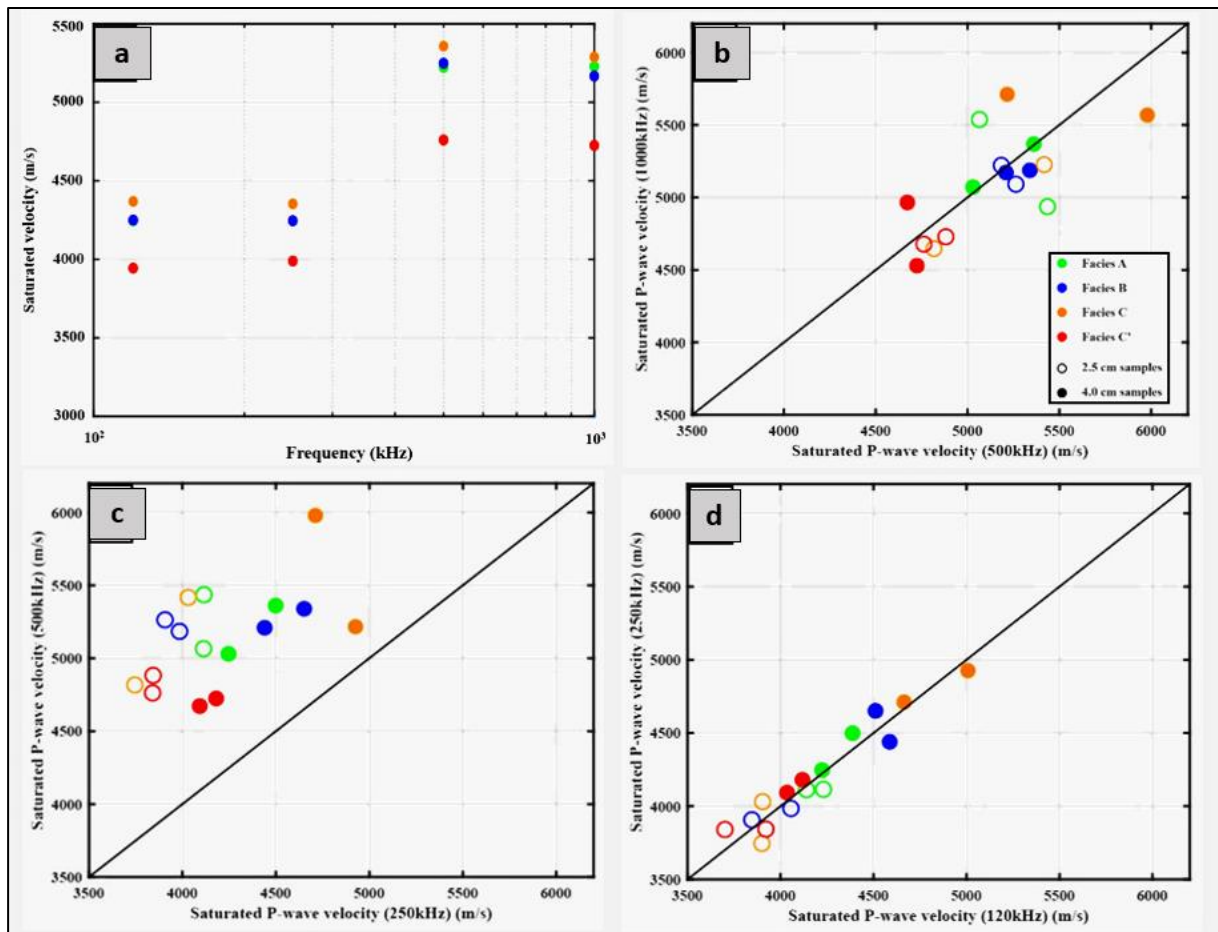


Figure 87. Aperçu de l'effet de fréquence sur les vitesses acoustiques en condition saturée. a) vitesse moyenne de chaque faciès en fonction de la fréquence. b) V_{P1000} en fonction de V_{P500} . c) V_{P500} en fonction de V_{P250} . d) V_{P250} en fonction de V_{P120} .

11.4 Contrôle principal des propriétés élastiques à différentes échelles

11.4.1 Porosité effective et effet de taille

La porosité, notamment la taille et le type de pores, exercent une influence considérable sur les variations de vitesses (voir section 3.2). La Figure 89 montre cette dépendance vis-à-vis de la porosité effective à différentes fréquences.

Sur la Figure 88, sont tracées les vitesses V_P à différentes fréquences en fonction de la porosité. On retrouve les deux clusters définis précédemment (Figure 87) avec les vitesses V_{P1000} et V_{P500} globalement supérieures aux vitesses V_{P250} et V_{P120} . Quelle que soit la fréquence, on remarque une tendance négative avec la porosité, comme espérée. Sur ce graphique, deux modèles empiriques (WTA et RHG) ont également été tracés. On observe facilement que ces deux modèles sont plus proches des vitesses V_{P1000} et V_{P500} . Le modèle RHG surestime toutes les vitesses V_{P1000} et V_{P500} mesurées, tandis que le modèle WTA, procure une bonne prédiction notamment lorsque la porosité est relativement élevée (faciès C' principalement). Pour les porosités faibles, le modèle WTA montre une légère surestimation, notamment pour les vitesses à 1000 kHz.

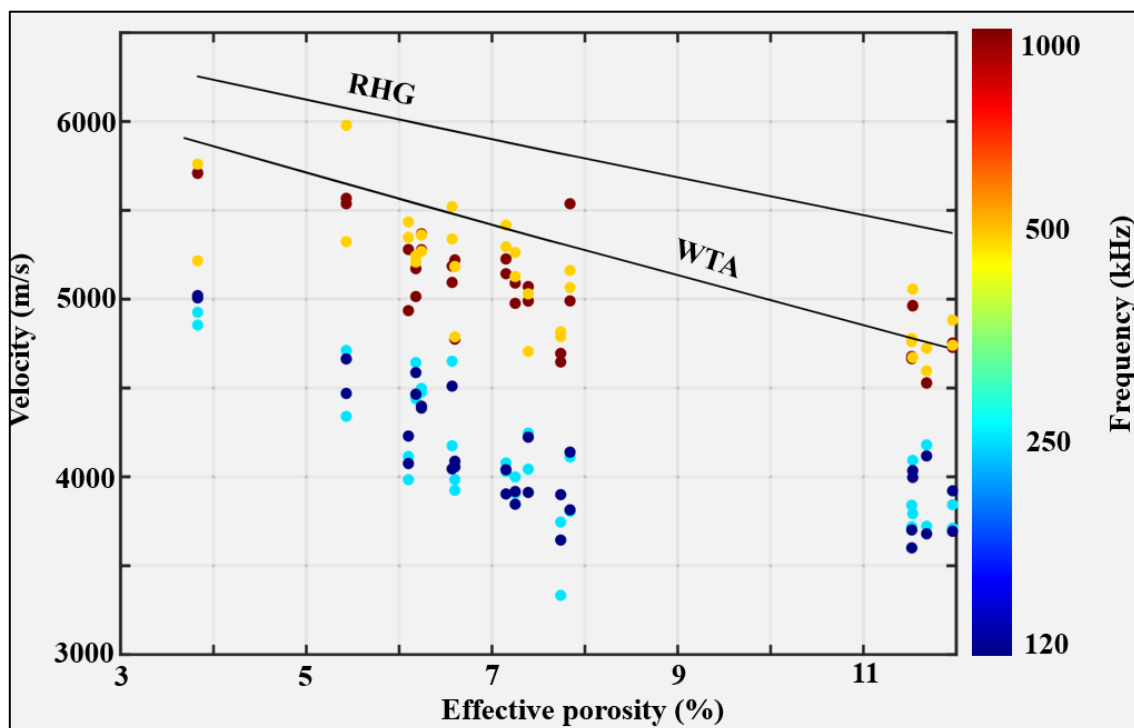


Figure 88. Vitesses à différentes fréquences (1000, 500, 250, 120 kHz) en fonction de la porosité effective.

Afin de mieux voir l'impact des fréquences et de la taille des échantillons sur le contrôle de la porosité des vitesses acoustiques, nous avons séparé les vitesses pour chaque taille d'échantillon (Figure 89a,c). Sur ces figures sont également tracées les droites de régression de chaque série de vitesse à une fréquence donnée.

En prenant en compte ces droites de régression ainsi que leur coefficient de corrélation, on remarque une nette différence entre les échantillons de 4,0 cm de diamètre et ceux de 2,5 cm de diamètre. En effet, on a à chaque fois une meilleure corrélation pour les échantillons de 4,0 cm de diamètre, à part à 500 kHz où les valeurs de coefficient de corrélation sont similaires. Ceci montre une certaine influence de la taille de l'échantillon sur les relations vitesse-porosité. Cette influence est probablement liée au VER accessible, comme discuté dans la partie méthodologie (voir section 6.4.2).

Pour rappel, pour les vitesses V_{P1000} et V_{P500} on a une longueur d'onde moyenne de 0,5 et 1 cm en moyenne respectivement et pour les vitesses V_{P250} et V_{P120} , elle est en moyenne de 1,68 et 3,50 cm respectivement. Pour des mesures de vitesses fiables et représentatives, il est recommandé d'avoir une taille d'échantillon 5 fois supérieure à la longueur d'onde qui elle-même doit être supérieure aux hétérogénéités au sein de l'échantillon.

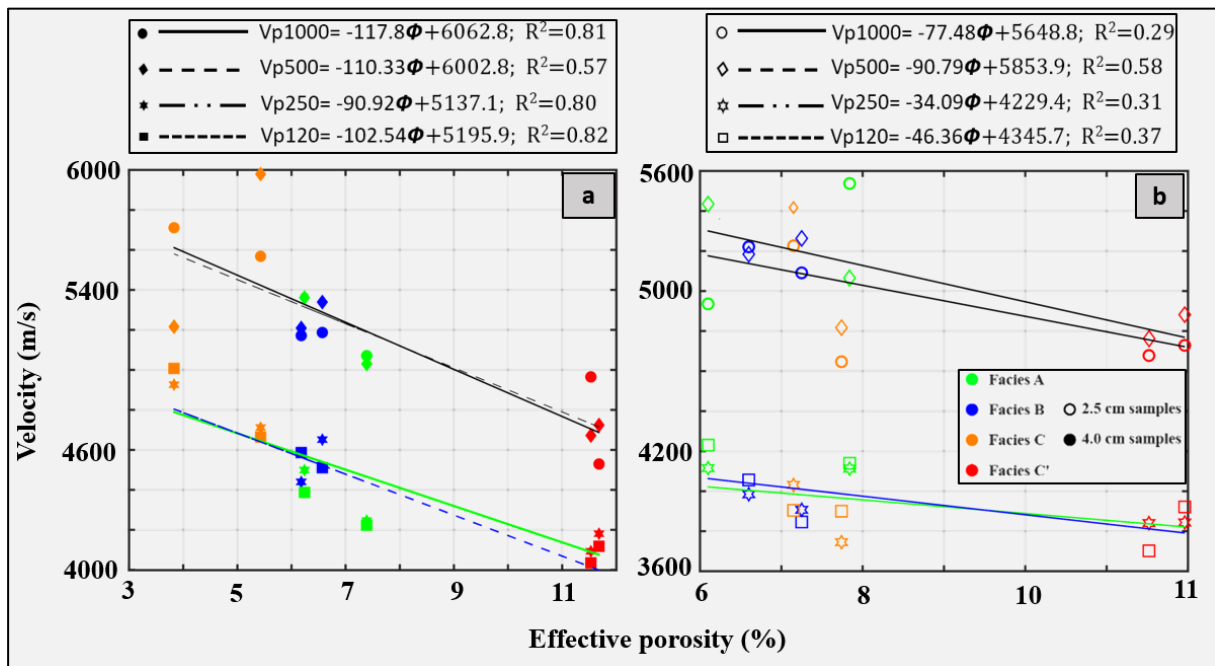


Figure 89. Dépendance des vitesses à différentes fréquences vis-à-vis de la porosité. a) vitesses à différentes fréquences (1000, 500, 250, 120 kHz) en fonction de la porosité effective pour les échantillons de 4,0 cm de diamètre. b) vitesses à différentes fréquences (1000, 500, 250, 120 kHz) en fonction de la porosité effective pour les échantillons de 2,5 cm de diamètre.

Ainsi dans notre cas, les échantillons de 4,0 cm de diamètre sont en moyenne 20, 10, 6 et 3 supérieurs à la longueur d'onde pour les fréquences à 1000, 500, 250 et 120 kHz, respectivement. La longueur d'onde quant à elle est supérieure aux différentes hétérogénéités, notamment les micropores (avec une taille moyenne entre 10-100 nm) et les macropores (entre 100-500 μm en moyenne), même si pour ces derniers on note la présence de macropores de tailles millimétriques (voire section 7.2). Ainsi, pour les grands échantillons, on remarque une assez bonne discrimination des faciès quelle que soit la fréquence. Le faciès C avec une porosité faible a toujours des vitesses élevées et le faciès C' montre une relation inverse permettant de bien discriminer ces deux faciès. Les faciès A et B forment un cluster difficile à dissocier. On peut donc considérer que ces échantillons sont suffisamment grands pour être représentatifs de chaque faciès, ce qui conduit à une bonne corrélation vitesse-porosité.

De l'autre côté les échantillons de 2,5 cm de diamètre sont en moyenne 10, 5, 3 et 1,5 fois supérieurs à la longueur d'onde. On remarque pour ces échantillons une mauvaise discrimination des faciès à part le faciès C' qui reste bien défini. En effet, il est assez difficile de dissocier les faciès A, B et C ce qui résulte en une mauvaise corrélation. Il semblerait qu'avec cette taille d'échantillon, la taille ou la proportion de macropores présents ne soient pas suffisantes pour impacter les vitesses, notamment aux fréquences de 250 et 120 kHz où les vitesses sont assez semblables. On peut considérer que pour les petits échantillons, on a un plus grand contrôle de la microporosité, contrairement aux grands échantillons où la présence de macropores influe à la fois sur la porosité (diminution) et sur les vitesses (augmentation).

11.4.2 Effet de saturation et modèle de Gassmann

L'effet de la saturation a déjà été abordé pour les vitesses à 500 kHz (voir section 8.3.2), ici il s'agit de généraliser cet effet aux autres fréquences de mesures. La Figure 90 montre la comparaison entre vitesses sèches et saturées pour les fréquences de 1000, 500, 250 et 120 kHz.

Comme pour les vitesses à 500 kHz, les vitesses saturées sont majoritairement supérieures aux vitesses sèches quelle que soit la fréquence ou le faciès. Une tendance vis-à-vis de la taille des échantillons est difficile à observer. Cependant, on peut noter que quelques petits échantillons ne suivent pas la tendance générale pour les fréquences de 250 et 120 kHz.

Afin de modéliser ce changement de fluide et son impact sur les vitesses, nous avons utilisé le modèle de Gassman (équations 37 et 38, section 3.4) pour prédire les vitesses saturées à partir des vitesses sèches. Etant donné que le modèle de Gassman nécessite des vitesses V_P et V_S qui

ne sont disponibles qu'à 1000 et 500 kHz, notre analyse portera que sur ces deux fréquences comme le montre la Figure 91.

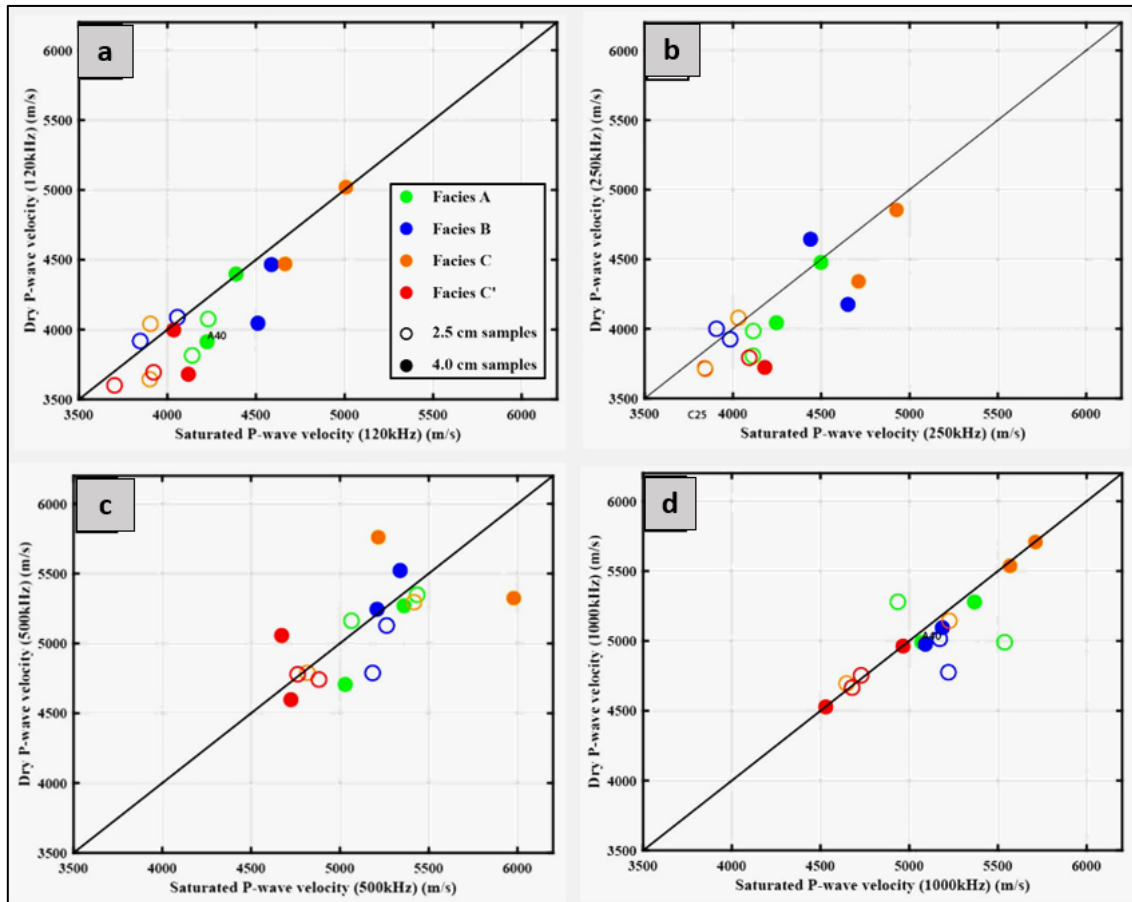


Figure 90. Effet de la saturation en eau sur les vitesses à différentes fréquences, 120 kHz (a), 250 kHz (b), 500 kHz (c) et 1000 kHz (d).

Sur cette figure, on remarque que le modèle de Gassman prédit très bien les vitesses saturées avec une erreur absolue de 3% en moyenne pour les deux fréquences. Même s'il existe quelques écarts pour certains échantillons, il est difficile de trouver une tendance que ce soit en termes de faciès ou de taille d'échantillon.

Bien que la relation de Gassman s'appuie sur des approximations majeures (comme évoqué dans la section 3.4), elle permet d'avoir une bonne prédiction des vitesses saturées même en étant à haute fréquence. La relation de Gassman considère aussi de façon théorique que le module de cisaillement n'est pas affecté par le changement de fluide. Pour vérifier cela, nous avons calculé, sur la base des mesures expérimentales, les modules de cisaillement sec et saturé pour les deux fréquences suivant les équations 27 et 28 (section 3.1). La Figure 92 montre le résultat obtenu.

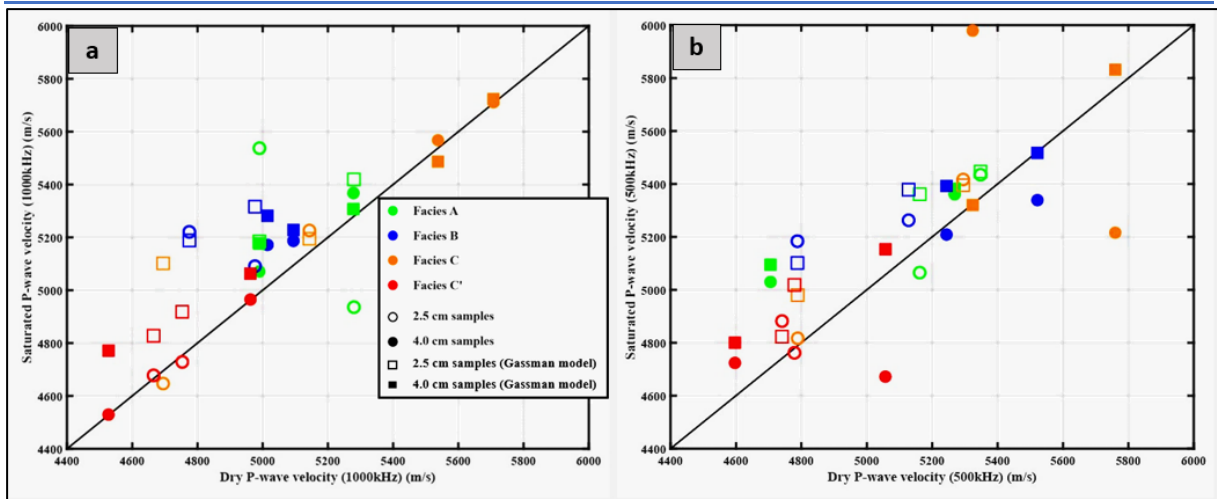


Figure 91. Relation de Gassman pour prédire les vitesses saturées. a) vitesses à 1000 kHz. b) vitesses à 500 kHz

On remarque qu'il existe un effet de la saturation sur le module de cisaillement. En effet, à 1000 kHz (Figure 92a) le module de cisaillement sec est supérieur au module de cisaillement saturé pour la majorité des échantillons. Cette différence est mise en évidence par la taille des échantillons d'une part et le faciès d'autre part. En effet, les grands échantillons sont plus affectés que les petits, il en est de même pour le faciès C comparé au faciès C'. A 500 kHz (Figure 92b), il semble y avoir plus de variabilité, même si la plupart des échantillons montrent un module de cisaillement supérieur. La différence basée sur la taille des échantillons est moins nette. Cependant, elle existe concernant les faciès, notamment les faciès microporeux qui se trouvent moins impactés. On voit que tout comme le module de rigidité, le module de cisaillement est également affecté par le changement de fluide.

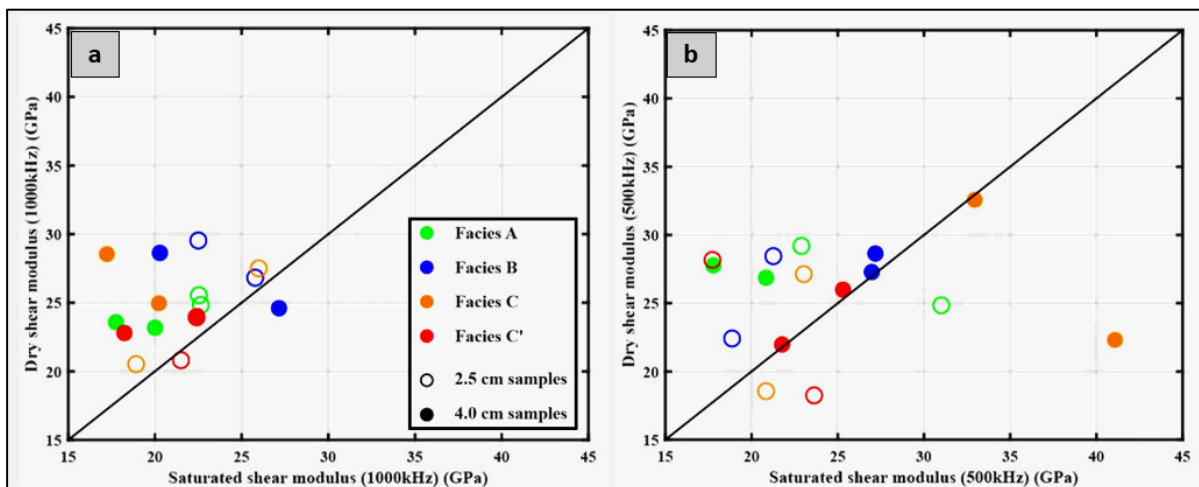


Figure 92. Effet de la saturation en eau sur le module de cisaillement à 1000 kHz (a) et 500 kHz (b).

11.4.3 Comparaison entre mesures de laboratoire et logs

La Figure 93 montre la comparaison entre les vitesses V_p acquises au laboratoire et les logs de vitesses issus de la sismique réfraction avec une fréquence approximative de 50 Hz. Nous avons considéré les vitesses V_p saturées moyennes par faciès pour chaque fréquence et les logs de vitesses ont été extraits du profil sismique Est-Ouest (Figure 33) passant à proximité du forage Bc8.

Sur la Figure 93, on remarque que pour les mesures de laboratoire, les vitesses V_{P1000} et V_{P500} se confondent, de même que les vitesses V_{P250} et V_{P120} . Comparées aux logs, ces vitesses sont largement supérieures, mettant ainsi en évidence la dispersion des vitesses avec la fréquence comme espérée. En effet, les vitesses V_{P1000} et V_{P500} sont 18% plus élevées que les vitesses V_{P250} et V_{P120} pour les faciès A, B et C et 16% supérieures pour le faciès C'. Les vitesses V_{P250} et V_{P120} sont quant à elles 63, 50, 40 et 27% supérieures aux vitesses de terrain pour les faciès A, B, C et C', respectivement. Un constat similaire est observé pour les vitesses sèches ce qui va à l'encontre de la théorie qui stipule un effet négligeable de la fréquence sur les roches non saturées.

Cette dispersion de vitesse peut être expliquée par la taille du VER accessible à chaque fréquence. En effet, on remarque que plus la longueur d'onde diminue et plus les vitesses augmentent. Ainsi, à l'échelle du terrain, avec une longueur d'onde approximative de 50 m (en prenant une vitesse moyenne de 2500 m/s pour la partie consolidée), seuls les karsts, les failles, les réseaux de fractures ou le changement de fluide influencent les vitesses. Ceci expliquerait les valeurs de vitesses obtenues par la sismique réfraction, comparées aux résultats de laboratoire. En effet, au laboratoire où une petite longueur d'onde impliquerait une plus grande influence de la matrice calcaire, on s'approcherait ainsi de plus en plus à la vitesse du minéral pur (Tableau 1).

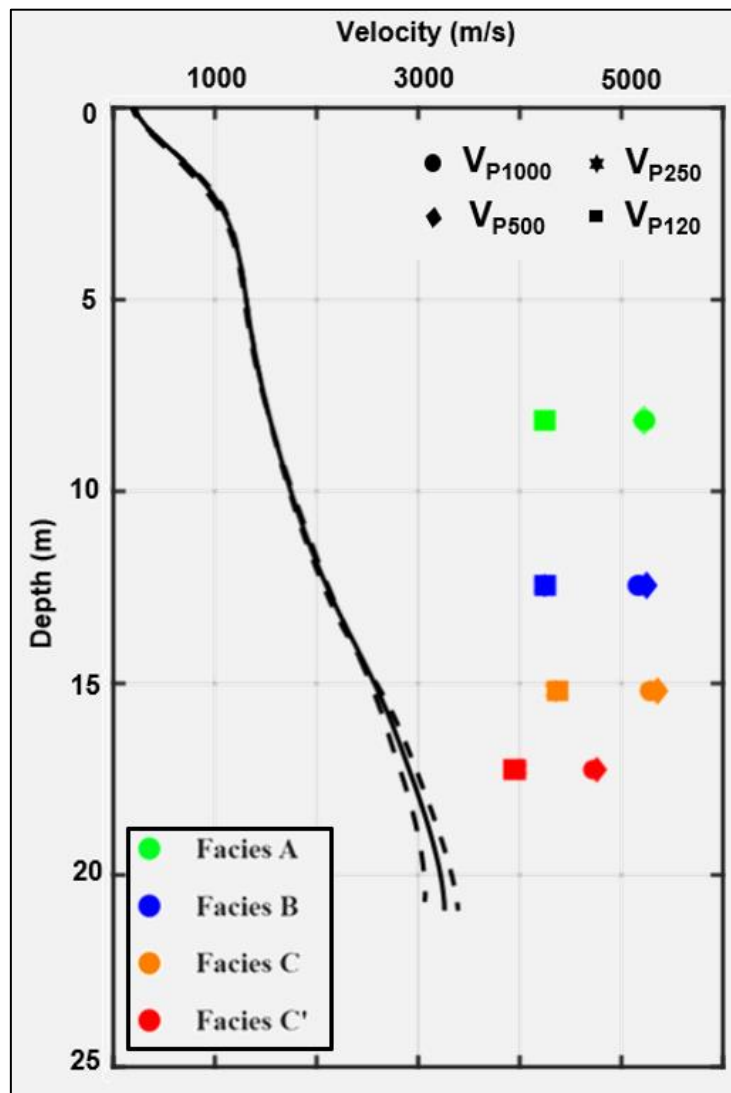


Figure 93. Comparaison entre les vitesses saturées de laboratoire et les logs de vitesses extraites du profil sismique E-O. Courbe en continue : log de vitesse à l'intersection avec le forage Bc8 ; courbes en pointillée : logs de vitesses à 5 m de part et d'autre de l'intersection avec le forage Bc8 ; L'incertitude sur la profondeur des échantillons est de $\pm 0,35$ m pour le faciès A, $\pm 0,65$ m pour le faciès B, $\pm 0,70$ m pour le faciès C et $\pm 0,25$ m pour le faciès C'.

En regardant la Figure 93 (voir aussi Annexe 21), on remarque aisément qu'il y a une tendance opposée entre les logs de vitesses et les vitesses de laboratoire. En effet, les vitesses de terrain augmentent avec la profondeur tandis qu'elles diminuent pour les vitesses de laboratoires. Pour ces dernières, l'explication serait liée à la microstructure des différents faciès. Comme évoqué précédemment, les faciès microporeux (faciès C' par exemple) avec une porosité élevée ont des vitesses plus faibles que les faciès macroporeux (faciès C par exemple). En plus, pour les faciès

macroporeux, on peut suspecter des phénomènes de « path dispersion » avec la présence de macropores ayant une taille proche de la longueur d'onde. Enfin, pour les vitesses de terrain au-delà du principe de la sismique réfraction, on pourrait suspecter au niveau de la partie consolidée, un effet de compaction avec la profondeur, une présence de karstification ou de réseaux de fractures plus importantes entre 10 et 15 m de profondeur, ou enfin un effet de la saturation qui augmenterait avec la profondeur.

Ce chapitre tente d'apporter une explication sur l'effet de taille observée sur les mesures pétrophysiques et la problématique du changement d'échelle en comparant les données de terrain à celles du laboratoire.

Il en ressort que l'effet de taille est présent aussi bien au niveau des propriétés réservoirs que des vitesses acoustiques. Cet effet est plus prononcé pour les faciès macroporeux comparés aux faciès microporeux qui restent assez homogènes.

Nous avons également comparé les propriétés réservoirs obtenues au laboratoire aux différents logs d'une part, et les vitesses V_p obtenues au laboratoire aux logs de vitesses extraits de la sismique réfraction. D'autre part, nous remarquons une cohérence entre les deux échelles pour les propriétés réservoirs, même si nous notons une légère différence pour les faciès macroporeux. D'un autre côté, la différence est prononcée entre les deux échelles pour les vitesses V_p . Ceci est globalement imputable à la dispersion des vitesses due à l'effet de fréquence.

Ces observations confirment la nécessité de prendre en compte, pour les réservoirs complexes, le VER défini pour chaque taille d'échantillons ainsi que la taille des hétérogénéités incorporées. Pour chaque méthode d'investigation, le VER accessible doit être aussi pris en compte afin de permettre une intégration de différentes données.

CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES

CONCLUSION GENERALE

Ce travail réalisé sur plusieurs échantillons de calcaire issus de la zone vadose a permis de montrer comment les hétérogénéités microstructurales qu'on retrouve dans ce type d'environnement influencent les différentes propriétés pétrophysiques. Ce travail apporte donc une plus-value sur la caractérisation pétrophysique des réservoirs complexes, qui permettra à terme d'améliorer la compréhension globale des aquifères, notamment en termes d'écoulements et d'échanges avec la zone vadose qui joue un rôle important. Ce travail montre aussi l'apport que peut avoir l'hydrogéophysique et l'intégration de différentes méthodes géophysiques pour l'étude et le suivi des aquifères qui sont de plus en plus complexes et qui nécessitent donc plus de données intégrées.

La caractérisation pétrophysique (acoustique & électrique) des calcaires de Beauce issus de la zone vadose de l'aquifère de Beauce a permis d'obtenir des informations importantes pour la modélisation des propriétés pétrophysiques dans le cadre du projet O-ZNS. Au total, 24 échantillons de structures et de tailles différentes ont été carottés à différentes profondeurs et analysés à partir de mesures pétrophysiques (porosité, perméabilité, surface spécifique, vitesses acoustiques et conductivité électrique complexe) et des analyses microstructurales (photogrammétrie, microtomographie et MEB). L'analyse des propriétés réservoirs ainsi que la caractérisation microstructurale mettent en évidence deux structures ou microstructures principales. D'un côté, des faciès microporeux caractérisés par des propriétés réservoirs homogènes et des faciès macroporeux caractérisés par des propriétés réservoirs hétérogènes en lien avec les processus diagenétiques. En comparant nos résultats aux différents modèles empiriques, nous avons mis en évidence, au niveau de certains faciès, un effet de variations minéralogiques lié à la présence de minéraux détritiques. Nous avons également démontré, pour les relations perméabilité-porosité, l'importance à la fois de la micro et de la macroporosité prises en compte par la taille des pores. Cette dernière montre d'ailleurs une bonne corrélation avec la surface spécifique. Dans le cas de faciès homogènes et microporeux avec une surface spécifique élevée, il est possible de prédire leur perméabilité à l'aide de modèles de type Kozeny-Carman. A l'inverse, les faciès hétérogènes avec des macropores sont mieux prédits par les modèles de type Poiseuille, même s'ils restent néanmoins difficiles à décrire et à caractériser. Dans les deux cas, il est possible de déduire l'ordre de grandeur de la perméabilité en choisissant le bon modèle.

Concernant les vitesses acoustiques en compression et en cisaillement à 500 kHz, V_P et V_S , respectivement, le faciès le plus profond reste le plus homogène avec les valeurs les plus faibles,

que ce soit en conditions sèches ou saturées en eau. D'un point de vue général, la relation V_P - V_S est assez difficile à établir et aucun modèle empirique ne permet de prédire correctement les vitesses V_S . Nous avons également observé que la saturation en eau a tendance à homogénéiser et à augmenter les vitesses V_P , alors que les vitesses V_S diminuent même si elles restent assez variées.

Le principal contrôle des propriétés acoustiques est la porosité. Ce contrôle se traduit par une diminution des vitesses lorsque la porosité effective augmente, notamment les vitesses V_P , même si quelques écarts sont observés. Ces écarts sont liés à la structure des pores. La présence de macropores a pour tendance d'engendrer plus de variations, ce qui tend à minimiser le contrôle de la porosité effective. Enfin, en appliquant les modèles pétroacoustiques, nous avons pu démontrer qu'il existe une relation étroite entre type de pores et propriétés pétroacoustiques.

Principalement utilisées pour la caractérisation des réservoirs silicoclastiques, ce travail a permis de montrer la pertinence des mesures de polarisation induite spectrale (SIP) dans la caractérisation des réservoirs carbonatés. L'analyse des mesures SIP fournit des paramètres intéressants et pertinents liés à la fois à la structure des pores et à la variation minéralogique, qui nous permettent de mieux caractériser les différents faciès plutôt qu'en utilisant uniquement la partie réelle de la conductivité électrique.

Le facteur de formation et l'exposant de cimentation obtenus à partir de la conductivité en phase sont tous deux influencés par la microstructure, en particulier la présence de fractures. Par ailleurs, les paramètres de polarisation sont principalement contrôlés par les propriétés minéralogiques à l'exception du temps de relaxation qui montre une bonne corrélation avec la taille des pores.

Sur la base de ces propriétés électriques, la perméabilité des calcaires de Beauce peut être prédite à un ou deux ordres de grandeur près. Pour les modèles utilisant une échelle de longueur géométrique, le facteur limitant reste la bonne estimation de la taille des pores et du facteur de formation. Pour les modèles utilisant une échelle de longueur géophysique équivalente, la meilleure prédiction est obtenue avec le modèle basé sur le temps de relaxation. Pour les modèles basés sur l'amplitude de polarisation, la chargeabilité fournit un résultat légèrement meilleur que la conductivité en quadrature. Le facteur de formation apparaît aussi comme le principal facteur de contrôle pour ces modèles. Cependant, pour les roches calcaires, une incertitude existe quant au choix des meilleurs paramètres d'ajustement physicochimiques.

Enfin, ce travail réalisé peut être vu comme une approche méthodologique permettant de généraliser la caractérisation des réservoirs complexes quel que soit le contexte géologique. On

démontre ainsi que pour ces réservoirs, les hétérogénéités microstructurales peuvent être caractérisées en utilisant une approche multiméthode basée sur une interprétation conjointe des propriétés multiphysiques. Cependant, des développements supplémentaires sont nécessaires en ce qui concerne l'approche multi-échelle. Ainsi, selon l'échelle de mesure (laboratoire, puits, terrain), différentes tailles/structures de pores (micropores, fractures, karsts) existent et peuvent donc affecter aussi bien les propriétés réservoirs que les propriétés physiques. Etant donné que, ces hétérogénéités et ces propriétés pétrophysiques ne sont pas accessibles par les mêmes méthodes d'investigation, une approche de caractérisation intégrée est donc nécessaire.

PERSPECTIVES

Dans le cadre de la plateforme O-ZNS, ce travail de thèse apporte une première réponse sur la caractérisation et l'estimation des propriétés réservoirs, nécessaires à la réalisation d'un modèle géologique à grande échelle. Ce travail apporte également une réponse concernant la caractérisation des propriétés physiques ainsi que l'influence de l'altération sur ces dernières, indispensable pour calibrer les modèles de monitoring. Sur la base des conclusions de ce travail, plusieurs pistes de travail ou de recherche peuvent être considérées.

1. Amélioration des modèles hydrogéologiques

Comme évoqué dans la section 5.2.3, l'étude de Aldana et al. (2021) et celle de Isch et al. (2022) ont permis de réaliser des modèles hydrogéologiques à partir des données de puits et de laboratoire. Ces modèles ont été ensuite utilisés pour réaliser une simulation d'écoulements sur plusieurs années. Une des limites de ces deux études concerne surtout la partie consolidée où peu d'informations existent concernant les propriétés réservoirs. En effet, selon Isch et al. (2022), sa complexité et son hétérogénéité multi-échelle nécessitent des études à grande échelle, notamment des études géophysiques. Cependant, pour inverser ces mesures géophysiques de surface, des modèles pétrophysiques sont nécessaires, où on pourrait notamment envisager une inversion jointe sismique-électrique. Ainsi, les modèles ou relations pétrophysiques que nous avons évalués durant cette thèse peuvent être utilisés. De plus, à terme, la discrimination des différents faciès réservoirs que nous avons effectuée peut être utilisée pour contraindre les modèles de simulation d'écoulement de fluide. Enfin, concernant les propriétés électriques, l'exposant de cimentation obtenu pour les différents faciès peut servir de valeur de référence pour les calcaires de Beauce.

2. Changement d'échelle

Problématique majeure des réservoirs complexes et hétérogènes, le changement d'échelle a été abordé au chapitre 10 avec des résultats intéressants qui montrent la faisabilité et l'intérêt d'une telle étude pour mieux comprendre les effets de (micro)structure sur les différentes mesures à différentes échelles. Ces résultats concernent principalement les propriétés réservoirs et acoustiques et doivent aussi être généralisés aux autres propriétés physiques, notamment les propriétés électriques. L'étape suivante à cette thèse est désormais d'implémenter une approche méthodologique intégrée qui combine mesures sur échantillons de tailles variables et mesures sur le terrain pour mieux comprendre le saut d'échelle et les paramètres qui le contrôlent. Cette étape est la suite logique à cette thèse.

3. Prise en compte de la saturation partielle en eau

La dernière piste de recherche concerne la problématique de la saturation en eau, notamment le cas d'une saturation partielle. C'est une problématique majeure compte tenu de la zone vadose. Dans notre travail au vu de la complexité des calcaires de Beauce, nous nous sommes limités, dans un premier temps, à comprendre les conditions monophasiques (complètement sec ou complètement saturé). Cependant, au vu des résultats obtenus, une étude avec une méthodologie adéquate est nécessaire pour comprendre l'effet de la saturation partielle sur les propriétés acoustiques tout comme les propriétés électriques. Ceci permettra de mieux interpréter les données de géophysique de surface. La méthodologie adoptée par Cadoret et al. (1995) ou récemment par Sun et al. (2022) avec l'utilisation des scans tomographiques pour suivre l'état de saturation pourrait être une solution envisageable dans le cadre du projet O-ZNS.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

- Abbar, B., Isch, A., Michel, K., Abbas, M., Vincent, H., Abbasimaedeh, P., & Azaroual, M. (2022). Fiber optic technology for environmental monitoring : State of the art and application in the observatory of transfers in the Vadose Zone-(O-ZNS). *Instrumentation and Measurement Technologies for Water Cycle Management*, 189-222. https://doi.org/10.1007/978-3-031-08262-7_9
- Abbas, M., Deparis, J., Isch, A., Mallet, C., Jodry, C., Azaroual, M., Abbar, B., & Baltassat, J. (2022). Hydrogeophysical characterization and determination of petrophysical parameters by integrating geophysical and hydrogeological data at the limestone vadose zone of the Beauce aquifer. *Journal of Hydrology*, 615, 128725. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2022.128725>
- Abousrafa, E. M., Somerville, J. M., Hamilton, S. A., Olden, P. W. H., Smart, B. D. G., & Ford, J. (2009). Pore geometrical model for the resistivity of brine saturated rocks. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 65(3-4), 113-122. <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2008.12.009>
- Adam, L., Batzle, M., & Brevik, I. (2006). Gassmann's fluid substitution and shear modulus variability in carbonates at laboratory seismic and ultrasonic frequencies. *Geophysics*, 71(6), F173-F183. <https://doi.org/10.1190/1.2358494>
- Adelinet, M., Fortin, J., & Guéguen, Y. (2011). Dispersion of elastic moduli in a porous-cracked rock : Theoretical predictions for squirt-flow. *Tectonophysics*, 503(1), 173-181. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.10.012>
- Adelinet, M., Fortin, J., Guéguen, Y., Schubnel, A., & Geoffroy, L. (2010). Frequency and fluid effects on elastic properties of basalt : Experimental investigations. *Geophysical Research Letters*, 37(2). <https://doi.org/10.1029/2009GL041660>
- Aguilera, R. (1976). Analysis of naturally fractured reservoirs from conventional well logs (includes associated papers 6420 and 6421). *Journal of petroleum technology*, 28(07), 764-772. <https://doi.org/10.2118/5342-PA>
- Aldana, C., Isch, A., Bruand, A., Azaroual, M., & Coquet, Y. (2021). Relationship between hydraulic properties and material features in a heterogeneous vadose zone of a vulnerable limestone aquifer. *Vadose Zone Journal*, 20(4), e20127. <https://doi.org/10.1002/vzj2.20127>

- Al-Ghamdi, A., Aguilera, R., & Clarkson, C. R. (2011). Cementation exponent estimation for complex carbonate reservoirs using a triple porosity model. *SPE Kingdom of Saudi Arabia Annual Technical Symposium and Exhibition*, SPE-149104. <https://doi.org/10.2118/149104-MS>
- Alonso-Zarza, A. M. (2003). Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Science Reviews*, 60(3-4), 261-298.
- Alonso-Zarza, A. M., & Tanner, L. H. (2010). *Carbonates in continental settings : Facies, environments, and processes*. Elsevier. ISBN : 9780080931951
- Alonso-Zarza, A. M., & Wright, V. P. (2010a). Calcretes. *Developments in sedimentology*, 61, 225-267. ISBN : 9780080931951
- Alonso-Zarza, A. M., & Wright, V. P. (2010b). Palustrine carbonates. *Developments in Sedimentology*, 61, 103-131. ISBN : 9780080931951
- Amyx, J. W., Bass Jr, D. M., & Whiting, R. L. (1960). *Petroleum reservoir engineering : Physical properties*. ISBN : 9780070016002
- Anderson, M. P., Woessner, W. W., & Hunt, R. J. (2015). *Applied groundwater modeling : Simulation of flow and advective transport*. Academic press. <https://doi.org/10.1016/C2009-0-21563-7>
- Anselmetti, F. S., & Eberli, G. P. (1993). Controls on sonic velocity in carbonates. *Pure and Applied geophysics*, 141, 287-323. <https://doi.org/10.1007/BF00998333>
- Anselmetti, F. S., Luthi, S., & Eberli, G. P. (1998). Quantitative characterization of carbonate pore systems by digital image analysis. *AAPG bulletin*, 82(10), 1815-1836.
- API. (1998). *Recommended practices for core analysis* (2nd éd.). <https://www.energistics.org/sites/default/files/2022-10/rp40.pdf>
- Archie, G. E. (1942). The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Transactions of the AIME*, 146(01), 54-62. <https://doi.org/10.2118/942054-G>
- Archie, G. E. (1950). Introduction to petrophysics of reservoir rocks. *AAPG bulletin*, 34(5), 943-961. <https://doi.org/10.1306/3D933F62-16B1-11D7-8645000102C1865D>
- Archie, G. E. (1952). Classification of carbonate reservoir rocks and petrophysical considerations. *Aapg Bulletin*, 36(2), 278-298. <https://doi.org/10.1306/3D9343F7-16B1-11D7-8645000102C1865D>
- Armenteros, I. (2010). Diagenesis of carbonates in continental settings. *Developments in Sedimentology*, 62, 61-151. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(09\)06202-5](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(09)06202-5)

- Arps, J. (1953). The effect of temperature on the density and electrical resistivity of sodium chloride solutions. *Journal of Petroleum Technology*, 5(10), 17-20. <https://doi.org/10.2118/953327-G>
- Asadollahi, M., Bagheri, A. M., Haghghi, M., & Namani, M. (2008). Investigation of cementation factor in Iranian carbonate reservoirs. *Formation Evaluation Symposium of Japan (14th: 2008: Chiba, Japan)*. https://www.academia.edu/download/934491/Investigation_of_Cementation_Factor_in_Iranian_Carbonate_Reservoirs.pdf
- Assefa, S., McCann, C., & Sothcott, J. (2003). Velocities of compressional and shear waves in limestones. *Geophysical prospecting*, 51(1), 1-13. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2478.2003.00349.x>
- ASTM D2845. (2008). *Standard test method for laboratory determination of pulse velocities and ultrasonic elastic constants of rock. - References—Scientific Research Publishing*. <https://www.scirp.org/reference/referencespapers?referenceid=1653524>

B

- Babadagli, T., & Al-Salmi, S. (2004). A review of permeability-prediction methods for carbonate reservoirs using well-log data. *SPE Reservoir Evaluation & Engineering*, 7(02), 75-88. <https://doi.org/10.2118/87824-PA>
- Baechle, G. T., Colpaert, A., Eberli, G. P., & Weger, R. J. (2008). Effects of microporosity on sonic velocity in carbonate rocks. *The leading edge*, 27(8), 1012-1018. <https://doi.org/10.1190/1.2967554>
- Baechle, G. T., Eberli, G. P., Weger, R. J., & Massaferrò, J. L. (2009). Changes in dynamic shear moduli of carbonate rocks with fluid substitution. *Geophysics*, 74(3), E135-E147. <https://doi.org/10.1190/1.3111063>
- Bailly, C. (2019). *[PhD Thesis] Caractérisation géologique et géophysique multi-échelle des carbonates lacustres de l'île de Samos (Miocène Supérieur, Grèce)-Liens entre faciès, diagenèse et propriétés élastiques* (p. 229) [PhD].
- Bailly, C., Adelinet, M., Hamon, Y., & Fortin, J. (2019). Combined controls of sedimentology and diagenesis on seismic properties in lacustrine and palustrine carbonates (Upper

-
- Miocene, Samos Island, Greece). *Geophysical Journal International*, 219(2), 1300-1315. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz365>
- Bailly, C., Fortin, J., Adelinet, M., & Hamon, Y. (2019). Upscaling of elastic properties in carbonates : A modeling approach based on a multiscale geophysical data set. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(12), 13021-13038. <https://doi.org/10.1029/2019JB018391>
- Bailly, C., Kernif, T., Hamon, Y., Adelinet, M., & Fortin, J. (2022). Controlling factors of acoustic properties in continental carbonates : Implications for high-resolution seismic imaging. *Marine and Petroleum Geology*, 137, 105518. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105518>
- Bakalowicz, M. (2005). Karst groundwater : A challenge for new resources. *Hydrogeology Journal*, 13(1), 148-160. <https://doi.org/10.1007/s10040-004-0402-9>
- Banavar, J. R., & Johnson, D. L. (1987). Characteristic pore sizes and transport in porous media. *Physical Review B*, 35(13), 7283-7286. <https://doi.org/10.1103/PhysRevB.35.7283>
- Batzle, M. L., Han, D.-H., & Hofmann, R. (2006). Fluid mobility and frequency-dependent seismic velocity—Direct measurements. *Geophysics*, 71(1), N1-N9. <https://doi.org/10.1190/1.2159053>
- Bear, J. (1972). *Dynamics of fluids in porous media*. NY. Dover Publ., Inc.
- Beck, K., & Al-Mukhtar, M. (2010). Weathering effects in an urban environment : A case study of tuffeau, a French porous limestone. *Geological Society, London, Special Publications*, 331(1), 103-111. <https://doi.org/10.1144/SP331.8>
- Berg, R. R. (1970). Method for determining permeability from reservoir rock properties. *Transactions, Gulf Coast Association of Geological Societies*, 20, 303-317.
- Bernabé, Y., Zamora, M., Li, M., Mainault, A., & Tang, Y.-B. (2011). Pore connectivity, permeability, and electrical formation factor : A new model and comparison to experimental data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B11). <https://doi.org/10.1029/2011JB008543>
- Biella, G., Lozej, A., & Tabacco, I. (1983). Experimental study of some hydrogeophysical properties of unconsolidated porous media. *Groundwater*, 21(6), 741-751. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1983.tb01945.x>
- Binley, A., & Kemna, A. (2005). DC resistivity and induced polarization methods. In *Hydrogeophysics* (p. 129-156). Springer. https://doi.org/10.1007/1-4020-3102-5_5
-

-
- Binley, A., & Slater, L. (2020). *Resistivity and induced polarization : Theory and applications to the near-surface earth*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781108685955>
- Binley, A., Slater, L. D., Fukes, M., & Cassiani, G. (2005). Relationship between spectral induced polarization and hydraulic properties of saturated and unsaturated sandstone. *Water resources research*, 41(12). <https://doi.org/10.1029/2005WR004202>
- Biot, M. A. (1956a). Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. I. Low-frequency range. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 28(2), 168-178. <https://doi.org/10.1121/1.1908239>
- Biot, M. A. (1956b). Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. II. Higher frequency range. *The Journal of the acoustical Society of america*, 28(2), 179-191. <https://doi.org/10.1121/1.1908241>
- Biteau, J. J., Blaizot, M., Janodet, D., & De Clarens, P. (2014). Recent emerging paradigms in hydrocarbon exploration. *First Break*, 32(2). <https://doi.org/10.3997/1365-2397.2013035>
- Bloch, S. (1991). Empirical prediction of porosity and permeability in sandstones. *AAPG bulletin*, 75(7), 1145-1160. <https://doi.org/10.1306/0C9B28E9-1710-11D7-8645000102C1865D>
- Bögli, A. (2012). *Karst hydrology and physical speleology*. Springer Science & Business Media. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-67669-7>
- Bohnsack, D., Potten, M., Pfrang, D., Wolpert, P., & Zosseder, K. (2020). Porosity–permeability relationship derived from Upper Jurassic carbonate rock cores to assess the regional hydraulic matrix properties of the Malm reservoir in the South German Molasse Basin. *Geothermal Energy*, 8(1), 1-47. <https://doi.org/10.1186/s40517-020-00166-9>
- Bolève, A., Crespy, A., Revil, A., Janod, F., & Mattiuzzo, J. L. (2007). Streaming potentials of granular media : Influence of the Dukhin and Reynolds numbers. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B8). <https://doi.org/10.1029/2006JB004673>
- Borai, A. M. (1987). A new correlation for the cementation factor in low-porosity carbonates. *SPE formation evaluation*, 2(04), 495-499. <https://doi.org/10.2118/14401-PA>
- Borgomano, J. V. M., Pimienta, L., Fortin, J., & Guéguen, Y. (2017). Dispersion and attenuation measurements of the elastic moduli of a dual-porosity limestone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(4), 2690-2711. <https://doi.org/10.1002/2016JB013816>
-

- Borgomano, J. V. M., Pimienta, L. X., Fortin, J., & Guéguen, Y. (2019). Seismic Dispersion and Attenuation in Fluid-Saturated Carbonate Rocks : Effect of Microstructure and Pressure. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(12), 12498-12522. <https://doi.org/10.1029/2019JB018434>
- Börner, F. D. (1992). *Complex conductivity measurements of reservoir properties : In 3rd European Core Analysis Symposium*. Paris.
- Börner, F. D., & Schon, J. H. (1991). A relation between the quadrature component of electrical conductivity and the specific surface area of sedimentary rocks. *The Log Analyst*, 32(05). <https://onepetro.org/petrophysics/article-abstract/170800/Technical-Note-A-Relation-between-the-Quadrature>
- Börner, F. D., Schopper, J., & Weller, A. (1996). Evaluation of transport and storage properties in the soil and groundwater zone from induced polarization measurements1. *Geophysical prospecting*, 44(4), 583-601. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1996.tb00167.x>
- Bourbié, T., Coussy, O., Zinszner, B., & Junger, M. C. (1992). *Acoustics of porous media*. Acoustical Society of America.
- BRGM. (1995). *Piézométrie du système aquifère de Beauce basses eaux 1994* (38572). BRGM. <http://infoterre.brgm.fr/rapports/RR-38572-FR.pdf>
- BRGM. (1997). *Acquisition des données pour la gestion de la nappe de Beauce*. BRGM. <http://infoterre.brgm.fr/rapports/RR-39598-FR.pdf>
- Brigaud, B., Vincent, B., Durlet, C., Deconinck, J.-F., Blanc, P., & Trouiller, A. (2010). Acoustic properties of ancient shallow-marine carbonates: effects of depositional environments and diagenetic processes (middle Jurassic, Paris basin, France). *Journal of Sedimentary Research*, 80(9), 791-807. <https://doi.org/10.2110/jsr.2010.071>
- Brown, A. R. (2011). *Interpretation of Three-Dimensional Seismic Data*. American Association of Petroleum Geologists. <https://doi.org/10.1306/M4271346>
- Brown, G., Hsieh, H., & Lucero, D. A. (2000). Evaluation of laboratory dolomite core sample size using representative elementary volume concepts. *Water Resources Research*, 36(5), 1199-1207. <https://doi.org/10.1029/2000WR900017>
- Bücker, M., Flores Orozco, A., Undorf, S., & Kemna, A. (2019). On the Role of Stern- and Diffuse-Layer Polarization Mechanisms in Porous Media. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(6), 5656-5677. <https://doi.org/10.1029/2019JB017679>

Bücker, M., & Hördt, A. (2013). Analytical modelling of membrane polarization with explicit parametrization of pore radii and the electrical double layer. *Geophysical Journal International*, 194(2), 804-813. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt136>

C

- Cadoret, T., Marion, D., & Zinszner, B. (1995). Influence of frequency and fluid distribution on elastic wave velocities in partially saturated limestones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B6), 9789-9803. <https://doi.org/10.1029/95JB00757>
- Cai, J., Wei, W., Hu, X., & Wood, D. A. (2017). Electrical conductivity models in saturated porous media: A review. *Earth-Science Reviews*, 171, 419-433. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.06.013>
- Carcione, J. M., Ursin, B., & Nordskag, J. I. (2007). Cross-property relations between electrical conductivity and the seismic velocity of rocks. *GEOPHYSICS*, 72(5), E193-E204. <https://doi.org/10.1190/1.2762224>
- Carman, P. C. (1937). Fluid flow through granular beds. *Chemical Engineering Research and Design*, 75, S32-S48. [https://doi.org/10.1016/S0263-8762\(97\)80003-2](https://doi.org/10.1016/S0263-8762(97)80003-2)
- Carrara, E., Mazzacca, A., Pece, R., Roberti, N., & Vanorio, T. (1999). Evaluation of Porosity and Saturation Degree by Laboratory Joint Measurements of Velocity and Resistivity: A Model Improvement. *Pure and Applied Geophysics*, 154(2), 211-255. <https://doi.org/10.1007/s000240050228>
- Castagna, J. P., & Backus, M. M. (1993). *Offset-dependent reflectivity—Theory and practice of AVO analysis*. Society of Exploration Geophysicists.
- Castagna, J. P., Batzle, M. L., & Eastwood, R. L. (1985). Relationships between compressional-wave and shear-wave velocities in clastic silicate rocks. *geophysics*, 50(4), 571-581. <https://doi.org/10.1190/1.1441933>
- Casteleyn, L., Robion, P., David, C., Collin, P.-Y., Menéndez, B., Fernandes, N., Desaubliaux, G., & Rigollet, C. (2011). An integrated study of the petrophysical properties of carbonate rocks from the “Oolithe Blanche” formation in the Paris Basin. *Tectonophysics*, 503(1), 18-33. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.09.031>
- Cerepi, A. (2004). Geological control of electrical behaviour and prediction key of transport properties in sedimentary porous systems. *Colloids and Surfaces A: Physicochemical*

-
- and Engineering Aspects*, 241(1-3), 281-298.
<https://doi.org/10.1016/j.colsurfa.2004.04.049>
- Chapman, S., Tisato, N., Quintal, B., & Holliger, K. (2016). Seismic attenuation in partially saturated Berea sandstone submitted to a range of confining pressures. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(3), 1664-1676.
<https://doi.org/10.1002/2015JB012575>
- Chelidze, T., & Gueguen, Y. (1999). Electrical spectroscopy of porous rocks : A review—I. Theoretical models. *Geophysical Journal International*, 137(1), 1-15.
<https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1999.00799.x>
- Chen, Y., & Or, D. (2006). Effects of Maxwell-Wagner polarization on soil complex dielectric permittivity under variable temperature and electrical conductivity. *Water Resources Research*, 42(6), 2005WR004590. <https://doi.org/10.1029/2005WR004590>
- Chen, Z., Auler, A. S., & Bakalowicz, M. (2017). *The World Karst Aquifer Mapping project : Concept, mapping procedure and map of Europe*. <https://doi.org/10.1007/s10040-016-1519-3>
- Chilingarian, G. V., Chang, J., & Bagrintseva, K. I. (1990). Empirical expression of permeability in terms of porosity, specific surface area, and residual water saturation of carbonate rocks. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 4(4), 317-322.
- Choquette, P. W., & Pray, L. C. (1970). Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG bulletin*, 54(2), 207-250.
<https://doi.org/10.1306/5D25C98B-16C1-11D7-8645000102C1865D>
- Cleary, M. P. (1978). Elastic and dynamic response regimes of fluid-impregnated solids with diverse microstructures. *International Journal of Solids and Structures*, 14(10), 795-819. [https://doi.org/10.1016/0020-7683\(78\)90072-0](https://doi.org/10.1016/0020-7683(78)90072-0)
- Cnudde, V., & Boone, M. N. (2013). High-resolution X-ray computed tomography in geosciences : A review of the current technology and applications. *Earth-Science Reviews*, 123, 1-17. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.04.003>
- Cole, K. S., & Cole, R. H. (1941). Dispersion and Absorption in Dielectrics I. Alternating Current Characteristics. *The Journal of Chemical Physics*, 9(4), 341-351.
<https://doi.org/10.1063/1.1750906>
- Corbett, P. W. M. (2009). *Petroleum Geoengineering : Integration of Static and Dynamic Models*. Society of Exploration Geophysicists.
<https://doi.org/10.1190/1.9781560801597>
-

D

- Darcy, H. (1856). *Les fontaines publiques de la ville de Dijon : Exposition et application des principes à suivre et des formules à employer dans les questions de distribution d'eau* (Vol. 1). Victor dalmont.
- Davidson, D. W., & Cole, R. H. (1951). Dielectric relaxation in glycerol, propylene glycol, and n-propanol. *The Journal of Chemical Physics*, 19(12), 1484-1490.
- De Lima, O. A. L., & Sharma, M. M. (1992). A generalized Maxwell-Wagner theory for membrane polarization in shaly sands. *GEOPHYSICS*, 57(3), 431-440. <https://doi.org/10.1190/1.1443257>
- Debye, P. J. W. (1929). Polar molecules. (*No Title*). <https://cir.nii.ac.jp/crid/1130282271773635072>
- de Frutos Cachorro, J., Erdlenbruch, K., & Tidball, M. (2017). A dynamic model of irrigation and land-use choice : Application to the Beauce aquifer in France. *European Review of Agricultural Economics*, 44(1), 99-120. <https://doi.org/10.1093/erae/jbw005>
- Desprez, N. (1967). *Etude hydrogeologique des calcaires de Beauce*. BRGM. <http://infoterre.brgm.fr/rapports/67-DSGR-A-011.pdf>
- Desprez, N., & Mégnien, Cl. (1970). *Hydrogeologie de la Beauce* (41162). BRGM. <http://infoterre.brgm.fr/rapports/RR-41162-FR.pdf>
- Desprez, N., & Mégnien, Cl. (1975). *Atlas hydrogeologique de la Beauce*. BRGM.
- Deville de Periere, M., Durlet, C., Vennin, E., Lambert, L., Bourillot, R., Caline, B., & Poli, E. (2011). Morphometry of micrite particles in cretaceous microporous limestones of the Middle East : Influence on reservoir properties. *Marine and Petroleum Geology*, 28(9), 1727-1750. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.05.002>
- Dias, C. A. (2000). Developments in a model to describe low-frequency electrical polarization of rocks. *GEOPHYSICS*, 65(2), 437-451. <https://doi.org/10.1190/1.1444738>
- Domenico, S. (1976). Effect of brine-gas mixture on velocity in an unconsolidated sand reservoir. *Geophysics*, 41(5), 882-894. <https://doi.org/10.1190/1.1440670>
- Dominguez, G., Samaniego, FV, Mazzullo, SJ, Rieke, HH, & Chilingarian, GV. (1992). *Carbonate reservoir characterization : A geologic-engineering analysis, Part I*. Elsevier. ISBN: 9780080868882
- Dou, Q., Sun, Y., & Sullivan, C. (2011). Rock-physics-based carbonate pore type characterization and reservoir permeability heterogeneity evaluation, Upper San Andres

-
- reservoir, Permian Basin, west Texas. *Journal of Applied Geophysics*, 74(1), 8-18.
<https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2011.02.010>
- Dunham, R. J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional textures. *AAPG Special Volumes*, 180-121.
- Dvorkin, J., Mavko, G., & Nur, A. (1995). Squirt flow in fully saturated rocks. *Geophysics*, 60(1), 97-107. <https://doi.org/10.1190/1.1443767>

E

- Eberli, G. P., Baechle, G. T., Anselmetti, F. S., & Incze, M. L. (2003). Factors controlling elastic properties in carbonate sediments and rocks. *The Leading Edge*, 22(7), 654-660.
<https://doi.org/10.1190/1.1599691>
- Ehrenberg, S. (2007). Whole core versus plugs : Scale dependence of porosity and permeability measurements in platform carbonates. *AAPG bulletin*, 91(6), 835-846.
<https://doi.org/10.1306/01090706093>
- Ehrenberg, S. N., Eberli, G. P., Keramati, M., & Moallemi, S. A. (2006). Porosity-permeability relationships in interlayered limestone-dolostone reservoirs. *AAPG bulletin*, 90(1), 91-114. <https://doi.org/10.1306/08100505087>
- Ehrenberg, S., & Nadeau, P. (2005). Sandstone vs. Carbonate petroleum reservoirs : A global perspective on porosity-depth and porosity-permeability relationships. *AAPG bulletin*, 89(4), 435-445. <https://doi.org/10.1306/11230404071>
- El Husseiny, A., & Vanorio, T. (2015). The effect of micrite content on the acoustic velocity of carbonate rocks. *Geophysics*, 80(4), L45-L55. <https://doi.org/10.1190/geo2014-0599.1>
- El Husseiny, A., & Vanorio, T. (2017). Porosity-permeability relationship in dual-porosity carbonate analogs. *GEOPHYSICS*, 82(1), MR65-MR74.
<https://doi.org/10.1190/geo2015-0649.1>
- Embry, A. F., & Klovan, J. E. (1971). A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT. *Bulletin of Canadian petroleum geology*, 19(4), 730-781.

F

- Fabricius, I. L. (2003). How burial diagenesis of chalk sediments controls sonic velocity and porosity. *AAPG Bulletin*, 87(11), 1755-1778. <https://doi.org/10.1306/06230301113>
- Fabricius, I. L., Bächle, G. T., & Eberli, G. P. (2010). Elastic moduli of dry and water-saturated carbonates—Effect of depositional texture, porosity, and permeability. *Geophysics*, 75(3), N65-N78. <https://doi.org/10.1190/1.3374690>
- Fabricius, I. L., Baechle, G., Eberli, G. P., & Weger, R. (2007). Estimating permeability of carbonate rocks from porosity and vp/vs. *Geophysics*, 72(5), E185-E191. <https://doi.org/10.1190/1.2756081>
- Fan, B., Liu, X., Zhu, Q., Qin, G., Li, J., Lin, H., & Guo, L. (2020). Exploring the interplay between infiltration dynamics and Critical Zone structures with multiscale geophysical imaging: A review. *Geoderma*, 374, 114431. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2020.114431>
- Faust, L. Y. (1953). A velocity function including lithologic variation. *GEOPHYSICS*, 18(2), 271-288. <https://doi.org/10.1190/1.1437869>
- Ferreira, T., & Rasband, W. (2012). ImageJ user guide. *ImageJ/Fiji*, 1, 155-161. <https://imagej.net/ij/docs/guide/user-guide.pdf>
- Flinchum, B. A., Holbrook, W. S., & Carr, B. J. (2022). What Do P-Wave Velocities Tell Us About the Critical Zone? *Frontiers in Water*, 3, 772185. <https://doi.org/10.3389/frwa.2021.772185>
- Flipo, N., Monteil, C., Poulin, M., de Fouquet, C., & Krimissa, M. (2012). Hybrid fitting of a hydrosystem model: Long-term insight into the Beauce aquifer functioning (France). *Water Resources Research*, 48(5). <https://doi.org/10.1029/2011WR011092>
- Florsch, N., Camerlynck, C., & Revil, A. (2012). Direct estimation of the distribution of relaxation times from induced-polarization spectra using a Fourier transform analysis. *Near Surface Geophysics*, 10(6), 517-531. <https://doi.org/10.3997/1873-0604.2012004>
- Focke, J., & Munn, D. (1987). Cementation exponents in Middle Eastern carbonate reservoirs. *SPE formation evaluation*, 2(02), 155-167. <https://doi.org/10.2118/13735-PA>
- Folk, R. L. (1959). Practical petrographic classification of limestones. *AAPG bulletin*, 43(1), 1-38. <https://doi.org/10.1306/0BDA5C36-16BD-11D7-8645000102C1865D>
- Fournier, F., & Borgomano, J. (2009). Critical porosity and elastic properties of microporous mixed carbonate-siliciclastic rocks. *Geophysics*, 74(2), E93-E109. <https://doi.org/10.1190/1.3043727>

-
- Fournier, F., Leonide, P., Biscarrat, K., Gallois, A., Borgomano, J., & Foubert, A. (2011). Elastic properties of microporous cemented grainstones. *Geophysics*, 76(6), E211-E226. <https://doi.org/10.1190/geo2011-0047.1>
- Freytet, P., & Verrecchia, E. P. (2002). Lacustrine and palustrine carbonate petrography : An overview. *Journal of Paleolimnology*, 27(2), 221-237. <https://doi.org/10.1023/A:1014263722766>
- Friedman, S. P. (2005). Soil properties influencing apparent electrical conductivity : A review. *Computers and electronics in agriculture*, 46(1-3), 45-70. <https://doi.org/10.1016/j.compag.2004.11.001>

G

- Gaboreau, S., Robinet, J.-C., & Prêt, D. (2016). Optimization of pore-network characterization of a compacted clay material by TEM and FIB/SEM imaging. *Microporous and Mesoporous Materials*, 224, 116-128. <https://doi.org/10.1016/j.micromeso.2015.11.035>
- Galán, E. (1996). Properties and applications of palygorskite-sepiolite clays. *Clay minerals*, 31(4), 443-453. <https://doi.org/10.1180/claymin.1996.031.4.01>
- Gardner, G., Gardner, L., & Gregory, Ar. (1974). Formation velocity and density—The diagnostic basics for stratigraphic traps. *Geophysics*, 39(6), 770-780. <https://doi.org/10.1190/1.1440465>
- Garing, C., Luquot, L., Pezard, P. A., & Gouze, P. (2014). Electrical and flow properties of highly heterogeneous carbonate rocks. *AAPG Bulletin*, 98(1), 49-66. <https://doi.org/10.1306/05221312134>
- Gassmann, F. (1951). Elastic waves through a packing of spheres. *Geophysics*, 16(4), 673-685. <https://doi.org/10.1190/1.1437718>
- Glover, P. W. J. (2009). What is the cementation exponent ? A new interpretation. *The Leading Edge*, 28(1), 82-85. <https://doi.org/10.1190/1.3064150>
- Glover, P. W. J. (2015). Geophysical properties of the near surface Earth : Electrical properties. In *Treatise on Geophysics* (2nd éd., p. 89-137).

-
- Glover, P. W., Zadjali, I. I., & Frew, K. A. (2006). Permeability prediction from MICP and NMR data using an electrokinetic approach. *GEOPHYSICS*, *71*(4), F49-F60. <https://doi.org/10.1190/1.2216930>
- Goldstein, J. I., Newbury, D. E., Michael, J. R., Ritchie, N. W., Scott, J. H. J., & Joy, D. C. (2017). *Scanning electron microscopy and X-ray microanalysis*. springer. <https://doi.org/10.1007/978-1-4939-6676-9>
- Greenberg, M., & Castagna, J. (1992). Shear-wave velocity estimation in porous rocks : Theoretical formulation, preliminary verification and applications1. *Geophysical prospecting*, *40*(2), 195-209. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1992.tb00371.x>
- Guéguen, Y., Sarout, J., Fortin, J., & Schubnel, A. (2009). Cracks in porous rocks Tiny defects, strong effects. *The Leading Edge*, *28*(1), 40-47. <https://doi.org/10.1190/1.3064145>

H

- Hacikoylu, P., Dvorkin, J., & Mavko, G. (2006). Resistivity-velocity transforms revisited. *The Leading Edge*, *25*(8), 1006-1009. <https://doi.org/10.1190/1.2335159>
- Han, D., Nur, A., & Morgan, D. (1986). Effects of porosity and clay content on wave velocities in sandstones. *Geophysics*, *51*(11), 2093-2107. <https://doi.org/10.1190/1.1442062>
- Harris, J. M., Nolen-Hoeksema, R. C., Langan, R. T., Van Schaack, M., Lazaratos, S. K., & Rector III, J. W. (1995). High-resolution crosswell imaging of a west Texas carbonate reservoir : Part 1—Project summary and interpretation. *Geophysics*, *60*(3), 667-681. <https://doi.org/10.1190/1.1443806>
- Hasanigiv, M., & Rahimi, M. (2008). *New correlations for porosity exponent in carbonate reservoirs of Iranian oil fields in Zagros Basin*. <https://www.sid.ir/paper/2203/en>
- Hashim, M. S., & Kaczmarek, S. E. (2019). A review of the nature and origin of limestone microporosity. *Marine and Petroleum Geology*, *107*, 527-554. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.03.037>
- Hayashi, M. (2004). Temperature-electrical conductivity relation of water for environmental monitoring and geophysical data inversion. *Environmental monitoring and assessment*, *96*, 119-128. <https://link.springer.com/article/10.1023/B:EMAS.0000031719.83065.68>
- Hayley, K., Bentley, L. R., Gharibi, M., & Nightingale, M. (2007). Low temperature dependence of electrical resistivity: Implications for near surface geophysical

-
- monitoring. *Geophysical research letters*, 34(18).
<https://doi.org/10.1029/2007GL031124>
- Heberling, F., Bosbach, D., Eckhardt, J.-D., Fischer, U., Glowacky, J., Haist, M., Kramar, U., Loos, S., Müller, H. S., Neumann, T., Pust, C., Schäfer, T., Stelling, J., Ukrainczyk, M., Vinograd, V., Vučak, M., & Winkler, B. (2014). Reactivity of the calcite–water–interface, from molecular scale processes to geochemical engineering. *Applied Geochemistry*, 45, 158-190. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2014.03.006>
- Hill, R. (1963). Elastic properties of reinforced solids : Some theoretical principles. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*, 11(5), 357-372.
- Hölting, B., & Coldewey, W. G. (2019). *Hydrogeology*. Springer Berlin Heidelberg.
<https://doi.org/10.1007/978-3-662-56375-5>
- Hunter, R. J. (2013). *Zeta potential in colloid science : Principles and applications* (Vol. 2). Academic press.
- Huntley, D. (1986). Relations Between Permeability and Electrical Resistivity in Granular Aquifers. *Groundwater*, 24(4), 466-474. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1986.tb01025.x>
- Hupfer, S., Halisch, M., & Weller, A. (2017). Using low frequency electrical impedance spectroscopy for an enhanced pore space characterization and assessment of carbonates. *Proceedings of the International Symposium of the Society of Core Analysts*, 27-30.

I

- Isch, A., Coquet, Y., Abbar, B., Aldana, C., Abbas, M., Bruand, A., & Azaroual, M. (2022). A comprehensive experimental and numerical analysis of water flow and travel time in a highly heterogeneous vadose zone. *Journal of Hydrology*, 610, 127875.
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2022.127875>

J

- James, N. P., & Choquette, P. W. (1984). Diagenesis 9. Limestones-the meteoric diagenetic environment. *Geoscience Canada*, 11(4), 161-194.

- Janjuhah, H. T., Alansari, A., & Gámez Vintaned, J. A. (2019). Quantification of microporosity and its effect on permeability and acoustic velocity in Miocene carbonates, Central Luconia, offshore Sarawak, Malaysia. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 175, 108-119. <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2018.12.035>
- Janson, X., & Lucia, F. J. (2018). Matrix microcrystalline structure and acoustic properties of oomoldic dolograins. *Geophysics*, 83(4), MR199-MR210. <https://doi.org/10.1190/geo2017-0061.1>
- Jaya, I., Sudaryanto, A., & Widarsono, B. (2005). Permeability prediction using pore throat and rock fabric : A model from Indonesian reservoirs. *SPE Asia Pacific Oil and Gas Conference and Exhibition*, SPE-93363. <https://doi.org/10.2118/93363-MS>
- Jennings, J. W., & Lucia, F. J. (2003). Predicting permeability from well logs in carbonates with a link to geology for interwell permeability mapping. *SPE Reservoir Evaluation & Engineering*, 6(04), 215-225. <https://doi.org/10.2118/84942-PA>
- Johansson, S., Lindskog, A., Fiandaca, G., & Dahlin, T. (2020). Spectral induced polarization of limestones : Time domain field data, frequency domain laboratory data and physicochemical rock properties. *Geophysical Journal International*, 220(2), 928-950. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz504>
- Johnson, D. L., Koplik, J., & Schwartz, L. M. (1986). New Pore-Size Parameter Characterizing Transport in Porous Media. *Physical Review Letters*, 57(20), 2564-2567. <https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.57.2564>
- Johnson, D. L., & Schwartz, L. M. (1989). Unified theory of geometrical effects in transport properties of porous media. *SPWLA Annual Logging Symposium*, SPWLA-1989. <https://onepetro.org/SPWLAALS/proceedings-abstract/SPWLA-1989/All-SPWLA-1989/18858>
- Johnson, D. L., & Sen, P. N. (1988). Dependence of the conductivity of a porous medium on electrolyte conductivity. *Physical Review B*, 37(7), 3502-3510. <https://doi.org/10.1103/PhysRevB.37.3502>
- Jougnot, D., Ghorbani, A., Revil, A., Leroy, P., & Cosenza, P. (2010). Spectral induced polarization of partially saturated clay-rocks : A mechanistic approach. *Geophysical Journal International*, 180(1), 210-224. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04426.x>

K

- Katz, A. J., & Thompson, A. H. (1986). Quantitative prediction of permeability in porous rock. *Physical Review B*, 34(11), 8179-8181. <https://doi.org/10.1103/PhysRevB.34.8179>
- Kazatchenko, E., & Mousatov, A. (2002). Primary and secondary porosity estimation of carbonate formations using total porosity and the formation factor. *SPE Annual Technical Conference and Exhibition?*, SPE-77787. <https://doi.org/10.2118/77787-MS>
- Kearey, P., Brooks, M., & Hill, I. (2002). *An introduction to geophysical exploration* (Vol. 4). John Wiley & Sons. ISBN : 9781118698938
- Kemna, A., Binley, A., Cassiani, G., Niederleithinger, E., Revil, A., Slater, L., Williams, K. H., Orozco, A. F., Haegel, F.-H., Hördt, A., & others. (2012). An overview of the spectral induced polarization method for near-surface applications. *Near Surface Geophysics*, 10(6), 453-468. <https://doi.org/10.3997/1873-0604.2012027>
- Kenter, J. A. M., Podladchikov, F. F., Reinders, M., Van der Gaast, S. J., Fouke, B. W., & Sonnenfeld, M. D. (1997). Parameters controlling sonic velocities in a mixed carbonate-siliciclastics Permian shelf-margin (upper San Andres formation, Last Chance Canyon, New Mexico). *Geophysics*, 62(2), 505-520. <https://doi.org/10.1190/1.1444161>
- Kirsch, R. (2006). *Groundwater geophysics: A tool for hydrogeology* (2nd éd.). Springer. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-88405-7>
- Klinkenberg, L. J. (1941). The permeability porous media to liquids gases. *Drilling and Production Practice*.
- Kolodzie Jr, S. (1980). Analysis of pore throat size and use of the Waxman-Smits equation to determine OOIP in Spindle Field, Colorado. *SPE Annual Technical Conference and Exhibition?*, SPE-9382. <https://doi.org/10.2118/9382-MS>
- Kozeny, J. (1927). Ueber kapillare leitung des wassers im boden. *Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien*, 136, 271.
- Kruschwitz, S., Binley, A., Lesmes, D., & Elshenawy, A. (2010). Textural controls on low-frequency electrical spectra of porous media. *GEOPHYSICS*, 75(4), WA113-WA123. <https://doi.org/10.1190/1.3479835>

L

- Laurent, G., Mallet, C., Dewez, T., Lefrançois, L., Abbar, B., Abbas, M., & Azaroual, M. (2023). *Digital Outcrop Acquisition for the Observatory of the Vadose Zone (OZNS)* (EGU23-15336). EGU23. Copernicus Meetings. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu23-15336>
- Lebedev, M., Toms-Stewart, J., Clennell, B., Pervukhina, M., Shulakova, V., Paterson, L., Müller, T. M., Gurevich, B., & Wenzlau, F. (2009). Direct laboratory observation of patchy saturation and its effects on ultrasonic velocities. *The Leading Edge*, 28(1), 24-27. <https://doi.org/10.1190/1.3064142>
- Leroy, M., Mendieta, A., & Jougnot, D. (2022). *Experimental characterization of transversal-heterogeneous clay mixtures by the spectral induced polarization method* [jeu de données]. Zenodo. <https://doi.org/10.5281/zenodo.7057836>
- Leroy, P., Devau, N., Revil, A., & Bizi, M. (2013). Influence of surface conductivity on the apparent zeta potential of amorphous silica nanoparticles. *Journal of Colloid and Interface Science*, 410, 81-93. <https://doi.org/10.1016/j.jcis.2013.08.012>
- Leroy, P., Hördt, A., Gaboreau, S., Zimmermann, E., Claret, F., Bücker, M., Stebner, H., & Huisman, J. A. (2019). Spectral induced polarization of low-pH cement and concrete. *Cement and concrete composites*, 104, 103397. <https://doi.org/doi:10.1016/j.cemconcomp.2019.103397>
- Leroy, P., Li, S., Jougnot, D., Revil, A., & Wu, Y. (2017). Modelling the evolution of complex conductivity during calcite precipitation on glass beads. *Geophysical Journal International*, 209(1), 123-140. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx001>
- Leroy, P., & Revil, A. (2009). A mechanistic model for the spectral induced polarization of clay materials. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B10). <https://doi.org/10.1029/2008JB006114>
- Leroy, P., Revil, A., Kemna, A., Cosenza, P., & Ghorbani, A. (2008). Complex conductivity of water-saturated packs of glass beads. *Journal of colloid and interface science*, 321(1), 103-117. <https://doi.org/10.1016/j.jcis.2007.12.031>
- Leroy, P., Tournassat, C., Bernard, O., Devau, N., & Azaroual, M. (2015). The electrophoretic mobility of montmorillonite. Zeta potential and surface conductivity effects. *Journal of Colloid and Interface Science*, 451, 21-39. <https://doi.org/10.1016/j.jcis.2015.03.047>
- Lesmes, D. P., & Morgan, F. D. (2001). Dielectric spectroscopy of sedimentary rocks. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B7), 13329-13346. <https://doi.org/10.1029/2000JB900402>

- Lévy, L., Weller, A., & Gibert, B. (2019). Influence of smectite and salinity on the imaginary and surface conductivity of volcanic rocks. *Near Surface Geophysics*, 17(6), 653-673. <https://doi.org/10.1002/nsg.12069>
- Ling, H., Lun, Z., Jianxin, L., Ji, M. A., Ruilin, L. U. I., Shuqin, W., & Wenqi, Z. (2014). Complex relationship between porosity and permeability of carbonate reservoirs and its controlling factors : A case study of platform facies in Pre-Caspian Basin. *Petroleum Exploration and Development*, 41(2), 225-234.
- Loewer, M., Günther, T., Igel, J., Kruschwitz, S., Martin, T., & Wagner, N. (2017). Ultra-broad-band electrical spectroscopy of soils and sediments—A combined permittivity and conductivity model. *Geophysical Journal International*, 210(3), 1360-1373. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx242>
- Longman, M. W. (1980). Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. *AAPG bulletin*, 64(4), 461-487. <https://doi.org/10.1306/2F918A63-16CE-11D7-8645000102C1865D>
- Lønøy, A. (2006). Making sense of carbonate pore systems. *AAPG bulletin*, 90(9), 1381-1405. <https://doi.org/10.1306/03130605104>
- Lorain, J.-M. (1973). *La géologie du calcaire de Beauce*. <https://www.yumpu.com/fr/document/view/13601529/le-calcaire-de-beauce-geologie-hydrogeologie>
- Lorentz, H. A. (1892). *La théorie électromagnétique de Maxwell et son application aux corps mouvants* (Vol. 25). EJ Brill.
- Lucia, F. J. (1983). Petrophysical parameters estimated from visual descriptions of carbonate rocks : A field classification of carbonate pore space. *Journal of petroleum technology*, 35(03), 629-637. <https://doi.org/10.2118/10073-PA>
- Lucia, F. J. (1995). Rock-fabric/petrophysical classification of carbonate pore space for reservoir characterization. *AAPG bulletin*, 79(9), 1275-1300. <https://doi.org/10.1306/7834D4A4-1721-11D7-8645000102C1865D>
- Lucia, F. J. (2007). *Carbonate Reservoir Characterization*. Springer Berlin, Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-72742-2>
- Lyklema, J., & Minor, M. (1998). On surface conduction and its role in electrokinetics. *Colloids and Surfaces A: Physicochemical and Engineering Aspects*, 140(1-3), 33-41. [https://doi.org/10.1016/S0927-7757\(97\)00266-5](https://doi.org/10.1016/S0927-7757(97)00266-5)

M

- Mallet, C., Isch, A., Laurent, G., Jodry, C., & Azaroual, M. (2022). Integrated static and dynamic geophysical and geomechanical data for characterization of transport properties. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, *153*, 105050. <https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2022.105050>
- Mallet, C., Jodry, C., Isch, A., Laurent, G., Deparis, J., & Azaroual, M. (2022). Multi-geophysical field measurements to characterize lithological and hydraulic properties of a multi-scale karstic and fractured limestone vadose zone : Beauce aquifer (O-ZNS). In *Instrumentation and Measurement Technologies for Water Cycle Management* (p. 461-484). Springer. <https://doi.org/10.1007/978-3-031-08262-7>
- Marshall, D. J., & Madden, T. R. (1959). Induced polarization, a study of its causes. *Geophysics*, *24*(4), 790-816. <https://doi.org/10.1190/1.1438659>
- Matonti, C., Guglielmi, Y., Viseur, S., Bruna, P. O., Borgomano, J., Dahl, C., & Marié, L. (2015). Heterogeneities and diagenetic control on the spatial distribution of carbonate rocks acoustic properties at the outcrop scale. *Tectonophysics*, *638*, 94-111. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.10.020>
- Mavko, G. M., & Nur, A. (1978). The effect of nonelliptical cracks on the compressibility of rocks. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *83*(B9), 4459-4468. <https://doi.org/10.1029/JB083iB09p04459>
- Mavko, G., Mukerji, T., & Dvorkin, J. (2009). *The rock physics handbook* (2nd éd.). Cambridge university press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511626753>
- Ménillet, F., & Edwards, N. (2000). The Oligocene-Miocene Calcaires de Beauce (Beauce Limestones), Paris Basin, France. In *Lake basins through space and time : AAPG Studies in Geology* (Vol. 46, p. 417-424). AAPG Studies in Geology. <https://doi.org/10.1306/St46706C38>
- Meunier, A. (2005). *Clays*. Springer Science & Business Media. ISBN : 9783540216674
- Miaomiao, L., Benbiao, S., Changbing, T., & Xianyu, M. (2022). Relationship between pore throat and permeability of porous carbonate reservoir in the Middle East. *Arabian Journal of Geosciences*, *15*, 1-7. <https://doi.org/10.1007/s12517-021-08462-9>
- Mikhailsevitch, V., Lebedev, M., & Gurevich, B. (2016). Laboratory measurements of the effect of fluid saturation on elastic properties of carbonates at seismic frequencies. *Geophysical Prospecting*, *64*(4), 799-809. <https://doi.org/10.1111/1365-2478.12404>

-
- Monicard, R. P. (1980). *Properties of reservoir rocks : Core analysis*. Editions OPHRYS.
<https://doi.org/10.1007/978-94-017-5016-5>
- Moore, C. H., & Wade, W. J. (2001). *Carbonate reservoirs : Porosity and diagenesis in a sequence stratigraphic framework* (1st éd., Vol. 67). Newnes. ISBN: 9780444538314
- Moore, C. H., & Wade, W. J. (2013). *Carbonate reservoirs : Porosity and diagenesis in a sequence stratigraphic framework* (2nd éd.). Newnes.
- Moreau, K., Andrieu, S., Briais, J., Brigaud, B., & Ader, M. (2024). Facies distribution and depositional cycles in lacustrine and palustrine carbonates : The Lutetian–Aquitainian record in the Paris Basin. *The Depositional Record*, *10*(1), 124-158.
<https://doi.org/10.1002/dep2.264>
- Moshier, S. O. (1989). Microporosity in micritic limestones : A review. *Sedimentary geology*, *63*(3-4), 191-213. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(89\)90132-2](https://doi.org/10.1016/0037-0738(89)90132-2)
- Müller-Huber, E., Schön, J., & Börner, F. (2015). The effect of a variable pore radius on formation resistivity factor. *Journal of Applied Geophysics*, *116*, 173-179.
<https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2015.03.011>

N

- Nelson, P. H. (1994). Permeability-porosity relationships in sedimentary rocks. *The log analyst*, *35*(03), 38-62.
- Nelson, P. H. (2005). Permeability, porosity, and pore-throat size? A three-dimensional perspective. *Petrophysics-The SPWLA Journal of Formation Evaluation and Reservoir Description*, *46*(06). <https://onepetro.org/petrophysics/article-abstract/171099/Permeability-Porosity-and-Pore-Throat-Size-A-Three>
- Niu, Q., & Revil, A. (2016). Connecting complex conductivity spectra to mercury porosimetry of sedimentary rocks. *Geophysics*, *81*(1), E17-E32. <https://doi.org/10.1190/geo2015-0072.1>
- Norbisrath, J. H., Eberli, G. P., Laurich, B., Desbois, G., Weger, R. J., & Urai, J. L. (2015). Electrical and fluid flow properties of carbonate microporosity types from multiscale digital image analysis and mercury injection. *AAPG bulletin*, *99*(11), 2077-2098.
<https://doi.org/10.1306/07061514205>

- Norbisrath, J. H., Weger, R. J., & Eberli, G. P. (2017). Complex resistivity spectra and pore geometry for predictions of reservoir properties in carbonate rocks. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 151, 455-467. <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2016.12.033>
- Nordahl, K., & Ringrose, P. S. (2008). Identifying the representative elementary volume for permeability in heterolithic deposits using numerical rock models. *Mathematical geosciences*, 40(7), 753-771. <https://doi.org/10.1007/s11004-008-9182-4>
- Nordsiek, S., & Weller, A. (2008). A new approach to fitting induced-polarization spectra. *Geophysics*, 73(6), F235-F245. <https://doi.org/10.1190/1.2987412>

O

- O'Connell, R. J., & Budiansky, B. (1977). Viscoelastic properties of fluid-saturated cracked solids. *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*, 82(36), 5719-5735. <https://doi.org/10.1029/JB082i036p05719>
- Olsen, C., Hongdul, T., & Lykke Fabricius, I. (2008). Prediction of Archie's cementation factor from porosity and permeability through specific surface. *Geophysics*, 73(2), E81-E87. <https://doi.org/10.1190/1.2837303>
- Ould Mohamed, S. (1995). *Etude du fonctionnement hydrique hivernal d'un sol limono-argileux de Petite Beauce : Application d'un modèle d'infiltration et incidence sur la lixiviation du nitrate*. [Thèse de doctorat]. Université d'Orléans.

P

- Palaz, I., & Marfurt, K. J. (1997). *Carbonate seismology*. Society of Exploration Geophysicists. ISBN : 9781560802099
- Pang, M., Ba, J., Carcione, J. M., Balcewicz, M., Yue, W., & Saenger, E. H. (2022). Acoustic and Electrical Properties of Tight Rocks : A Comparative Study Between Experiment and Theory. *Surveys in Geophysics*, 43(6), 1761-1791. <https://doi.org/10.1007/s10712-022-09730-3>

- Panwar, N., Revil, A., Sharma, R., Schmutz, M., Duvillard, P. A., Garcia, B., Cerepi, A., Garcia-Artigas, R., Vaudelet, P., & Malet, E. (2021). Induced polarization of carbonates. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *126*(6), e2021JB022029. <https://doi.org/10.1029/2021JB022029>
- Panwar, N., Sharma, R., Malik, S., Dhiman, A., Revil, A., Behera, S. K., & Khanna, S. (2022). Integration of SIP and MIP methods for pore-size distribution in carbonate rocks. *SEG International Exposition and Annual Meeting*, D011S114R004. <https://doi.org/10.1190/image2022-3751698.1>
- Panza, E., Agosta, F., Rustichelli, A., Vinciguerra, S., Ougier-Simonin, A., Dobbs, M., & Prosser, G. (2019). Meso-to-microscale fracture porosity in tight limestones, results of an integrated field and laboratory study. *Marine and Petroleum Geology*, *103*, 581-595. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.01.043>
- Pape, H., Riepe, L., & Schopper, J. R. (1987). Theory of self-similar network structures in sedimentary and igneous rocks and their investigation with microscopical and physical methods. *Journal of Microscopy*, *148*(2), 121-147. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2818.1987.tb02861.x>
- Paterson, M. S. (1983). The equivalent channel model for permeability and resistivity in fluid-saturated rock—A re-appraisal. *Mechanics of Materials*, *2*(4), 345-352. [https://doi.org/10.1016/0167-6636\(83\)90025-X](https://doi.org/10.1016/0167-6636(83)90025-X)
- Pelton, W. (1983). Interpretation of complex resistivity and dielectric data : Part I. *Geophys. trans.*, *29*, 297-330.
- Pelton, W. H., Ward, S. H., Hallof, P. G., Sill, W. R., & Nelson, P. H. (1978). Mineral discrimination and removal of inductive coupling with multifrequency IP. *Geophysics*, *43*(3), 588-609. <https://doi.org/10.1190/1.1440839>
- Pickett, G. R. (1963). Acoustic character logs and their applications in formation evaluation. *Journal of Petroleum technology*, *15*(06), 659-667. <https://doi.org/10.2118/452-PA>
- Pimienta, L., Fortin, J., Borgomano, J. V. M., & Guéguen, Y. (2016). Dispersions and attenuations in a fully saturated sandstone : Experimental evidence for fluid flows at different scales. *The Leading Edge*, *35*(6), 495-501. <https://doi.org/10.1190/tle35060495.1>
- Pimienta, L., Fortin, J., & Guéguen, Y. (2015). Bulk modulus dispersion and attenuation in sandstones. *Geophysics*, *80*(2), D111-D127. <https://doi.org/10.1190/geo2014-0335.1>

- Pittman, E. D. (1992). Relationship of porosity and permeability to various parameters derived from mercury injection-capillary pressure curves for sandstone. *AAPG bulletin*, 76(2), 191-198. <https://doi.org/10.1306/BDF87A4-1718-11D7-8645000102C1865D>
- Purcell, W. R. (1949). Capillary pressures-their measurement using mercury and the calculation of permeability therefrom. *Journal of Petroleum Technology*, 1(02), 39-48.
- Purvance, D. T., & Andricevic, R. (2000). On the electrical-hydraulic conductivity correlation in aquifers. *Water Resources Research*, 36(10), 2905-2913. <https://doi.org/10.1029/2000WR900165>

R

- Rafavich, F., Kendall, C. S. C., & Todd, T. (1984). The relationship between acoustic properties and the petrographic character of carbonate rocks. *Geophysics*, 49(10), 1622-1636. <https://doi.org/10.1190/1.1441570>
- Rashid, F., Glover, P. W. J., Lorinczi, P., Hussein, D., Collier, R., & Lawrence, J. (2015). Permeability prediction in tight carbonate rocks using capillary pressure measurements. *Marine and Petroleum Geology*, 68, 536-550. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2015.10.005>
- Rasmus, J. C. (1983). A variable cementation exponent, m, for fractured carbonates. *The Log Analyst*, 24(06). <https://onepetro.org/rockphysics/article-abstract/171823/A-Variable-Cementation-Exponent-M-For-Fractured>
- Rasolofosaon, P., & Zinszner, B. (2014). *Petroacoustics—A Tool for Applied Seismics* (Technip). IFP Energies nouvelles. <https://doi.org/10.2516/ifpen/2014002>
- Raymer, L. L., Hunt, E. R., & Gardner, J. S. (1980). An improved sonic transit time-to-porosity transform. *SPWLA Annual Logging Symposium*, 1-13.
- Regnet, J.-B., David, C., Robion, P., & Menéndez, B. (2019). Microstructures and physical properties in carbonate rocks : A comprehensive review. *Marine and Petroleum Geology*, 103, 366-376. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.02.022>
- Regnet, J.-B., Robion, P., David, C., Fortin, J., Brigaud, B., & Yven, B. (2015). Acoustic and reservoir properties of microporous carbonate rocks : Implication of micrite particle size and morphology. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(2), 790-811. <https://doi.org/10.1002/2014JB011313>

- Remeysen, K., & Swennen, R. (2008). Application of microfocus computed tomography in carbonate reservoir characterization: Possibilities and limitations. *Marine and Petroleum Geology*, 25(6), 486-499. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2007.07.008>
- Revil, A. (2012). Spectral induced polarization of shaly sands: Influence of the electrical double layer. *Water Resources Research*, 48(2). <https://doi.org/10.1029/2011WR011260>
- Revil, A. (2013). Effective conductivity and permittivity of unsaturated porous materials in the frequency range 1 mHz–1GHz. *Water Resources Research*, 49(1), 306-327. <https://doi.org/10.1029/2012WR012700>
- Revil, A., Cathles III, L., Losh, S., & Nunn, J. (1998). Electrical conductivity in shaly sands with geophysical applications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B10), 23925-23936. <https://doi.org/10.1029/98JB02125>
- Revil, A., & Cathles, L. (1999). Permeability of shaly sands. *Water Resources Research*, 35(3), 651-662. <https://doi.org/10.1029/98WR02700>
- Revil, A., Coperey, A., Shao, Z., Florsch, N., Fabricius, I. L., Deng, Y., Delsman, J., Pauw, P., Karaoulis, M., De Louw, P., & others. (2017). Complex conductivity of soils. *Water Resources Research*, 53(8), 7121-7147. <https://doi.org/10.1002/2017WR020655>
- Revil, A., & Florsch, N. (2010). Determination of permeability from spectral induced polarization in granular media. *Geophysical Journal International*, 181(3), 1480-1498. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04573.x>
- Revil, A., Florsch, N., & Camerlynck, C. (2014). Spectral induced polarization porosimetry. *Geophysical Journal International*, 198(2), 1016-1033. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu180>
- Revil, A., & Glover, P. W. J. (1998). Nature of surface electrical conductivity in natural sands, sandstones, and clays. *Geophysical Research Letters*, 25(5), 691-694. <https://doi.org/10.1029/98GL00296>
- Revil, A., Koch, K., & Holliger, K. (2012). Is it the grain size or the characteristic pore size that controls the induced polarization relaxation time of clean sands and sandstones? *Water Resources Research*, 48(5). <https://doi.org/10.1029/2011WR011561>
- Revil, A., Le Breton, M., Niu, Q., Wallin, E., Haskins, E., & Thomas, D. M. (2017). Induced polarization of volcanic rocks–1. Surface versus quadrature conductivity. *Geophysical Journal International*, 208(2), 826-844. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw444>

- Revil, A., & Skold, M. (2011). Salinity dependence of spectral induced polarization in sands and sandstones. *Geophysical Journal International*, 187(2), 813-824. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05181.x>
- Rezaee, M., Jafari, A., & Kazemzadeh, E. (2006). Relationships between permeability, porosity and pore throat size in carbonate rocks using regression analysis and neural networks. *Journal of Geophysics and Engineering*, 3(4), 370-376. <https://doi.org/10.1088/1742-2132/3/4/008>
- Ricci, M., Spijker, P., Stellacci, F., Molinari, J.-F., & Voïtchovsky, K. (2013). Direct Visualization of Single Ions in the Stern Layer of Calcite. *Langmuir*, 29(7), 2207-2216. <https://doi.org/10.1021/la3044736>
- Ringrose, P. S., Martinius, A. W., & Alvestad, J. (2008). Multiscale geological reservoir modelling in practice. *Geological Society, London, Special Publications*, 309(1), 123-134. <https://doi.org/10.1144/SP309.9>
- Rivero, O. G. (1977). Some considerations about the possible use of the parameters a and m as a formation evaluation tool through well logs. *SPWLA Annual Logging Symposium*, SPWLA-1977. <https://onepetro.org/SPWLAALS/proceedings-abstract/SPWLA-1977/All-SPWLA-1977/19853>
- Robinson, J., Slater, L., Weller, A., Keating, K., Robinson, T., Rose, C., & Parker, B. (2018). On Permeability Prediction From Complex Conductivity Measurements Using Polarization Magnitude and Relaxation Time. *Water Resources Research*, 54(5), 3436-3452. <https://doi.org/10.1002/2017WR022034>
- Roubinet, D., Irving, J., & Pezard, P. A. (2018). Relating topological and electrical properties of fractured porous media: Insights into the characterization of rock fracturing. *Minerals*, 8(1), 14. <https://doi.org/10.3390/min8010014>
- Ryckebusch, C., Baltassat, J.-M., Legchenko, A., Kessouri, P., Amraoui, N., Abbas, M., & Azaroual, M. (2023). Vadose zone water content characterization of a heterogeneous limestone by 3D-SNMR. *EGU General Assembly 2023*. <https://brgm.hal.science/hal-03960205/>

S

- Sakellariou, A., Sawkins, T. J., Senden, T. J., & Limaye, A. (2004). X-ray tomography for mesoscale physics applications. *Physica A: Statistical Mechanics and its Applications*, 339(1), 152-158. <https://doi.org/10.1016/j.physa.2004.03.055>

-
- Salem, H. S. (2001). Relationships Among Formation Resistivity Factor, Compressional Wave Velocity, and Porosity for Reservoirs Saturated with Multiphase Fluids. *Energy Sources*, 23(7), 675-685. <https://doi.org/10.1080/00908310119327>
- Salem, H. S., & Chilingarian, G. V. (1999). The cementation factor of Archie's equation for shaly sandstone reservoirs. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 23(2), 83-93. [https://doi.org/10.1016/S0920-4105\(99\)00009-1](https://doi.org/10.1016/S0920-4105(99)00009-1)
- Salih, M., Reijmer, J. J. G., & El-Husseiny, A. (2021). Diagenetic controls on the elastic velocity of the early Triassic Upper Khartam Member (Khuff Formation, central Saudi Arabia). *Marine and Petroleum Geology*, 124, 104823. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104823>
- Schlumberger, C. (1920). *Étude sur la prospection électrique du sous-sol, par C. Schlumberger ... Gauthier-Villars.*
- Schmutz, M., Ghorbani, A., Vaudelet, P., & Revil, A. (2011). Spectral induced polarization detects cracks and distinguishes between open-and clay-filled fractures. *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*, 16(2), 85-91. <https://doi.org/10.2113/JEEG16.2.85>
- Schön, J. H. (2015). *Physical properties of rocks: Fundamentals and principles of petrophysics.* Elsevier. ISBN : 9780081004234
- Schurr, J. M. (1964). On the Theory of the Dielectric Dispersion of Spherical Colloidal Particles in Electrolyte Solution ¹. *The Journal of Physical Chemistry*, 68(9), 2407-2413. <https://doi.org/10.1021/j100791a004>
- Schwartz, L. M., Sen, P. N., & Johnson, D. L. (1989). Influence of rough surfaces on electrolytic conduction in porous media. *Physical Review B*, 40(4), 2450-2458. <https://doi.org/10.1103/PhysRevB.40.2450>
- Schwarz, G. (1962). A THEORY OF THE LOW-FREQUENCY DIELECTRIC DISPERSION OF COLLOIDAL PARTICLES IN ELECTROLYTE SOLUTION^{1,2}. *The Journal of Physical Chemistry*, 66(12), 2636-2642. <https://doi.org/10.1021/j100818a067>
- Seguin, J. (1987). *Teneurs en nitrates dans la nappe des calcaires de Beauce. Modélisation et prévision.* (R39598). BRGM. <http://infoterre.brgm.fr/rapports/87-SGN-192-EAU.pdf>
- Sen, P. N., & Goode, P. A. (1992). Influence of temperature on electrical conductivity on shaly sands. *Geophysics*, 57(1), 89-96. <https://doi.org/10.1190/1.1443191>
- Sheriff, R. E., & Geldart, L. P. (1995). *Exploration Seismology* (2^e éd.). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9781139168359>
-

- Slater, L. (2007). Near Surface Electrical Characterization of Hydraulic Conductivity : From Petrophysical Properties to Aquifer Geometries—A Review. *Surveys in Geophysics*, 28(2-3), 169-197. <https://doi.org/10.1007/s10712-007-9022-y>
- Stephens, D. B. (1996). *Vadose zone hydrology* (1st éd.). CRC press. <https://doi.org/10.1201/9780203734490>
- Sun, C., Fortin, J., Borgomano, J. V. M., Wang, S., Tang, G., Bultreys, T., & Cnudde, V. (2022). Influence of Fluid Distribution on Seismic Dispersion and Attenuation in Partially Saturated Limestone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127(5), e2021JB023867. <https://doi.org/10.1029/2021JB023867>
- Sun, C., Tang, G., Fortin, J., Borgomano, J. V. M., & Wang, S. (2020). Dispersion and Attenuation of Elastic Wave Velocities : Impact of Microstructure Heterogeneity and Local Measurements. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(12), e2020JB020132. <https://doi.org/10.1029/2020JB020132>
- Swanson, B. F. (1981). A simple correlation between permeabilities and mercury capillary pressures. *Journal of Petroleum Technology*, 33(12), 2498-2504.

T

- Tarasov, A., & Titov, K. (2013). On the use of the Cole–Cole equations in spectral induced polarization. *Geophysical Journal International*, 195(1), 352-356. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt251>
- Tatham, R. H. (1982). V_p/V_s and lithology. *Geophysics*, 47(3), 336-344. <https://doi.org/10.1190/1.1441339>
- Tavakoli, V. (2019). *Carbonate reservoir heterogeneity : Overcoming the challenges*. Springer Nature. <https://doi.org/10.1007/978-3-030-34773->
- Thangarajan, M., & Singh, V. P. (2016). *Groundwater assessment, modeling, and management*. CRC Press. ISBN : 9780367574697
- Tiab, D., & Donaldson, E. C. (2015). *Petrophysics : Theory and practice of measuring reservoir rock and fluid transport properties* (4th éd.). Gulf professional publishing. <https://doi.org/10.1016/C2014-0-03707-0>
- Titov, K., Tarasov, A., Ilyin, Y., Seleznev, N., & Boyd, A. (2010). Relationships between induced polarization relaxation time and hydraulic properties of sandstone. *Geophysical*

Journal International, 180(3), 1095-1106. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04465.x>

- Trautmann, F. (1974). *Les formations du groupe de Beauce : Caractéristiques et Utilisations*. Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM). <http://infoterre.brgm.fr/rapports/74-SGN-358-BSS.pdf>
- Tucker, M. E., & Wright, V. P. (2009). *Carbonate sedimentology*. John Wiley & Sons. DOI:10.1002/9781444314175

U

- United Nations. (2022). *The United Nations World Water Development Report 2022 : Groundwater : Making the invisible visible*. <https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000380721>

V

- Velde, B. B., & Meunier, A. (2008). *The origin of clay minerals in soils and weathered rocks*. Springer Science & Business Media. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-75634-7>
- Vernik, L., & Nur, A. (1992). Petrophysical classification of siliciclastics for lithology and porosity prediction from seismic velocities. *AAPG bulletin*, 76(9), 1295-1309. <https://doi.org/10.1306/BDF89CA-1718-11D7-8645000102C1865D>
- Verwer, K., Braaksma, H., & Kenter, J. A. (2008). Acoustic properties of carbonates : Effects of rock texture and implications for fluid substitution. *Geophysics*, 73(2), B51-B65. <https://doi.org/10.1190/1.2831935>
- Verwer, K., Eberli, G. P., & Weger, R. J. (2011). Effect of pore structure on electrical resistivity in carbonates. *AAPG bulletin*, 95(2), 175-190. <https://doi.org/10.1306/06301010047>
- Vik, B., Bastesen, E., & Skauge, A. (2013). Evaluation of representative elementary volume for a vuggy carbonate rock—Part : Porosity, permeability, and dispersivity. *Journal of Petroleum Science and engineering*, 112, 36-47. <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2013.03.029>

Vinegar, H., & Waxman, M. (1984). Induced polarization of shaly sands. *Geophysics*, 49(8), 1267-1287. <https://doi.org/10.1190/1.1441755>

W

Walsh, J. B., & Brace, W. F. (1984). The effect of pressure on porosity and the transport properties of rock. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B11), 9425-9431. <https://doi.org/10.1029/JB089iB11p09425>

Wang, W., & Wang, A. (2019). Palygorskite nanomaterials : Structure, properties, and functional applications. In *Nanomaterials from Clay Minerals* (p. 21-133). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-814533-3.00002-8>

Wang, Z. (1997). Seismic Properties of Carbonate Rocks. In I. Palaz & K. J. Marfurt (Éds.), *Carbonate Seismology* (Vol. 6, p. 0). Society of Exploration Geophysicists. ISBN : 978-1-56080-038-5

Wang, Z., Hirsche, W. K., & Sedgwick, G. (1991a). Seismic velocities in carbonate rocks. *Journal of Canadian Petroleum Technology*, 30(02), PETSOC-91-02-09. <https://doi.org/10.2118/91-02-09>

Wang, Z., Hirsche, W. K., & Sedgwick, G. E. (1991b). Electrical and petrophysical properties of carbonate rocks. *SPE Annual Technical Conference and Exhibition?*, SPE-22661. <https://doi.org/10.2118/22661-MS>

Wang, Z., & Nur, A. (1990). Dispersion analysis of acoustic velocities in rocks. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 87(6), 2384-2395. <https://doi.org/10.1121/1.399551>

Wafra, M., & Nurmi, R. (1987). Calculation of saturation, secondary porosity and producibility in complex Middle East carbonate reservoirs. *SPWLA Annual Logging Symposium*, SPWLA-1987. <https://onepetro.org/SPWLAALS/proceedings-abstract/SPWLA-1987/All-SPWLA-1987/18739>

Waxman, M. H., & Smits, L. (1968). Electrical conductivities in oil-bearing shaly sands. *Society of Petroleum Engineers Journal*, 8(02), 107-122. <https://doi.org/10.2118/1863-A>

Webb, P. A. (2001). An introduction to the physical characterization of materials by mercury intrusion porosimetry with emphasis on reduction and presentation of experimental

-
- data. *Micromeritics Instrument Corp, Norcross.*
https://mail.micromeritics.com/Repository/Files/mercury_paper.pdf
- Weger, R. J., Eberli, G. P., Baechle, G. T., Massafiero, J. L., & Sun, Y.-F. (2009). Quantification of pore structure and its effect on sonic velocity and permeability in carbonates. *AAPG bulletin*, 93(10), 1297-1317. <https://doi.org/10.1306/05270909001>
- Weller, A., Breede, K., Slater, L., & Nordsiek, S. (2011). Effect of changing water salinity on complex conductivity spectra of sandstones. *Geophysics*, 76(5), F315-F327. <https://doi.org/10.1190/geo2011-0072.1>
- Weller, A., & Slater, L. (2019). Permeability estimation from induced polarization: An evaluation of geophysical length scales using an effective hydraulic radius concept. *Near Surface Geophysics*, 17(6), 581-594. <https://doi.org/10.1002/nsg.12071>
- Weller, A., Slater, L., Binley, A., Nordsiek, S., & Xu, S. (2015). Permeability prediction based on induced polarization: Insights from measurements on sandstone and unconsolidated samples spanning a wide permeability range. *GEOPHYSICS*, 80(2), D161-D173. <https://doi.org/10.1190/geo2014-0368.1>
- Weller, A., Slater, L., & Nordsiek, S. (2013). On the relationship between induced polarization and surface conductivity: Implications for petrophysical interpretation of electrical measurements. *Geophysics*, 78(5), D315-D325. <https://doi.org/10.1190/geo2013-0076.1>
- Weller, A., Slater, L., Nordsiek, S., & Ntarlagiannis, D. (2010). On the estimation of specific surface per unit pore volume from induced polarization: A robust empirical relation fits multiple data sets. *Geophysics*, 75(4), WA105-WA112. <https://doi.org/10.1190/1.3471577>
- Weller, A., Zhang, Z., Slater, L., Kruschwitz, S., & Halisch, M. (2016). Induced polarization and pore radius—A discussion. *GEOPHYSICS*, 81(5), D519-D526. <https://doi.org/10.1190/geo2016-0135.1>
- Wilson, L. G., Everett, L. G., & Cullen, S. J. (2018). *Handbook of vadose zone characterization & monitoring*. Routledge. <https://doi.org/10.1201/9780203752524>
- Winkler, K. W. (1986). Estimates of velocity dispersion between seismic and ultrasonic frequencies. *Geophysics*, 51(1), 183-189. <https://doi.org/10.1190/1.1442031>
- Winsauer, W. O. (1952). Resistivity of Brine-Saturated Sands in Relation to Pore Geometry. *AAPG Bulletin*, 36, 253-277. <https://doi.org/10.1306/3D9343F4-16B1-11D7-8645000102C1865D>
-

- Worthington, P. F. (1997). Petrophysical estimation of permeability as a function of scale. *Geological Society, London, Special Publications*, 122(1), 159-168. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1997.122.01.12>
- Wright, P., & Tucker, M. (1991). Calcretes : An Introduction. In *Calcretes* (p. 1-22). John Wiley & Sons, Ltd. <https://doi.org/10.1002/9781444304497.ch>
- Wyllie, M. R. J., & Gregory, A. R. (1953). Formation factors of unconsolidated porous media : Influence of particle shape and effect of cementation. *Journal of petroleum technology*, 5(04), 103-110. <https://doi.org/10.2118/223-G>
- Wyllie, M. R. J., Gregory, A. R., & Gardner, L. W. (1956). Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media. *Geophysics*, 21(1), 41-70. <https://doi.org/10.1190/1.1438217>
- Wypych, G. (1999). *Handbook of fillers*. 28(2). <https://doi.org/10.1108/prt.1999.12928bae.002>

Y

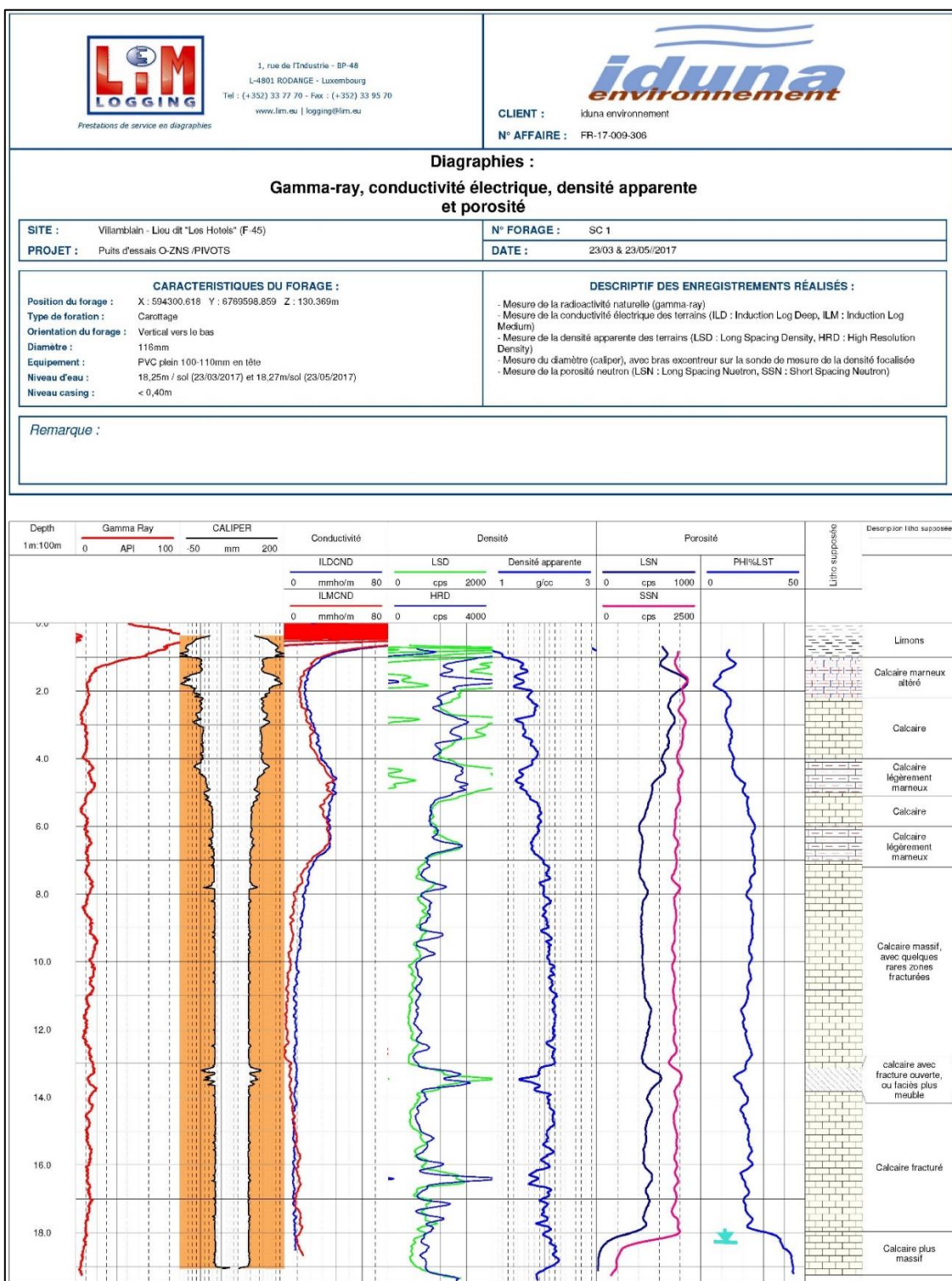
- Yacouba, A. N., Mallet, C., Deparis, J., Leroy, P., Azaroual, M., & Jougnot, D. (2022). Multi-geophysical approach to characterize fracturation and characterize the transport properties of carbonate rocks. *6th International Meeting on Induced Polarization*. <https://hal.science/hal-04441760/document>
- Yacouba, A. N., Mallet, C., Deparis, J., Leroy, P., Laurent, G., Azaoural, M., & Jougnot, D. (2023). Petroacoustic characterization of fractured and weathered limestone from the O-ZNS Critical Zone Observatory. *EGU General Assembly Conference Abstracts*, EGU-3097. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2023EGUGA..25.3097N/abstract>
- Yacouba, A. N., Mallet, C., Deparis, J., Gaboreau, S., Leroy, P., Jougnot, D., & Azaroual, M. (2024). *Petrophysical Characterization of Fractured Limestone from Beauce Aquifer Vadose Zone (O-ZNS Observatory, France)*. 2024(1), 85th EAGE Annual Conference & Exhibition (including the Workshop Programme), 1-5. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.2024101035>

Z

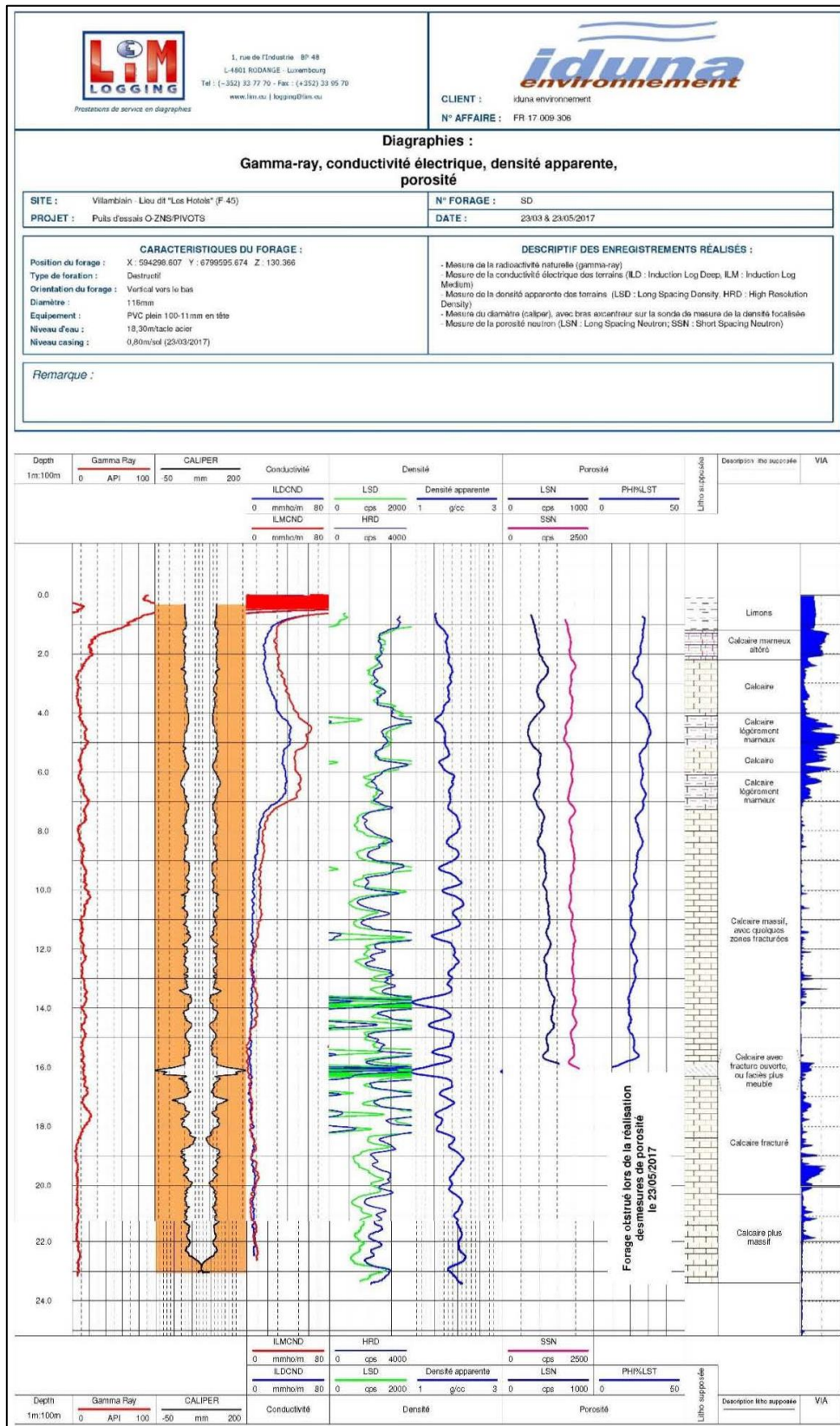
- Zhou, W., Apkarian, R., Wang, Z. L., & Joy, D. (2006). Fundamentals of Scanning Electron Microscopy (SEM). In W. Zhou & Z. L. Wang (Éds.), *Scanning Microscopy for Nanotechnology* (p. 1-40). Springer New York. https://doi.org/10.1007/978-0-387-39620-0_1
- Zinszner, B., & Pellerin, F.-M. (2007). *A geoscientist's guide to petrophysics* (1st éd.). Editions Technip. ISBN : 2710808994

ANNEXE


ANNEXE 1 : Aperçu des logs acquis pour le forage Bc1.

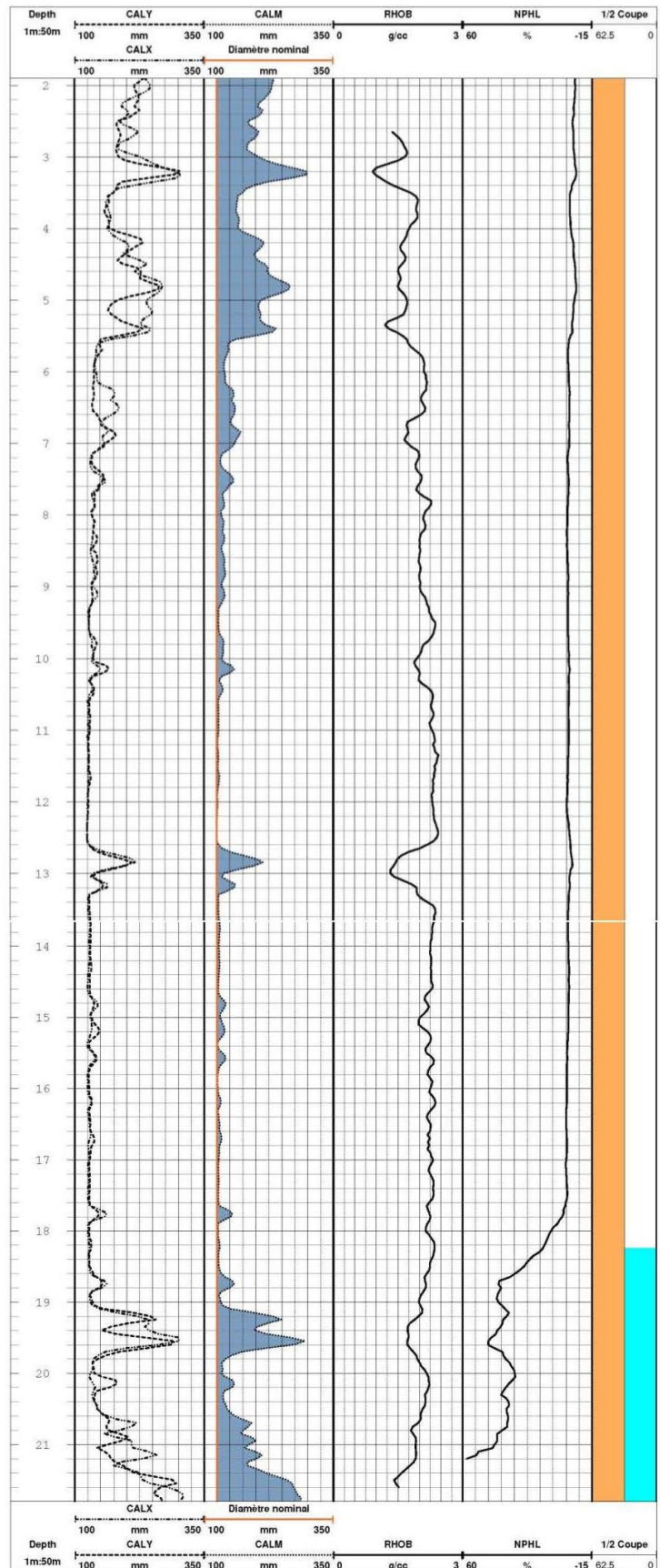


ANNEXE 2 : Aperçu des logs acquis pour le forage Bc4.



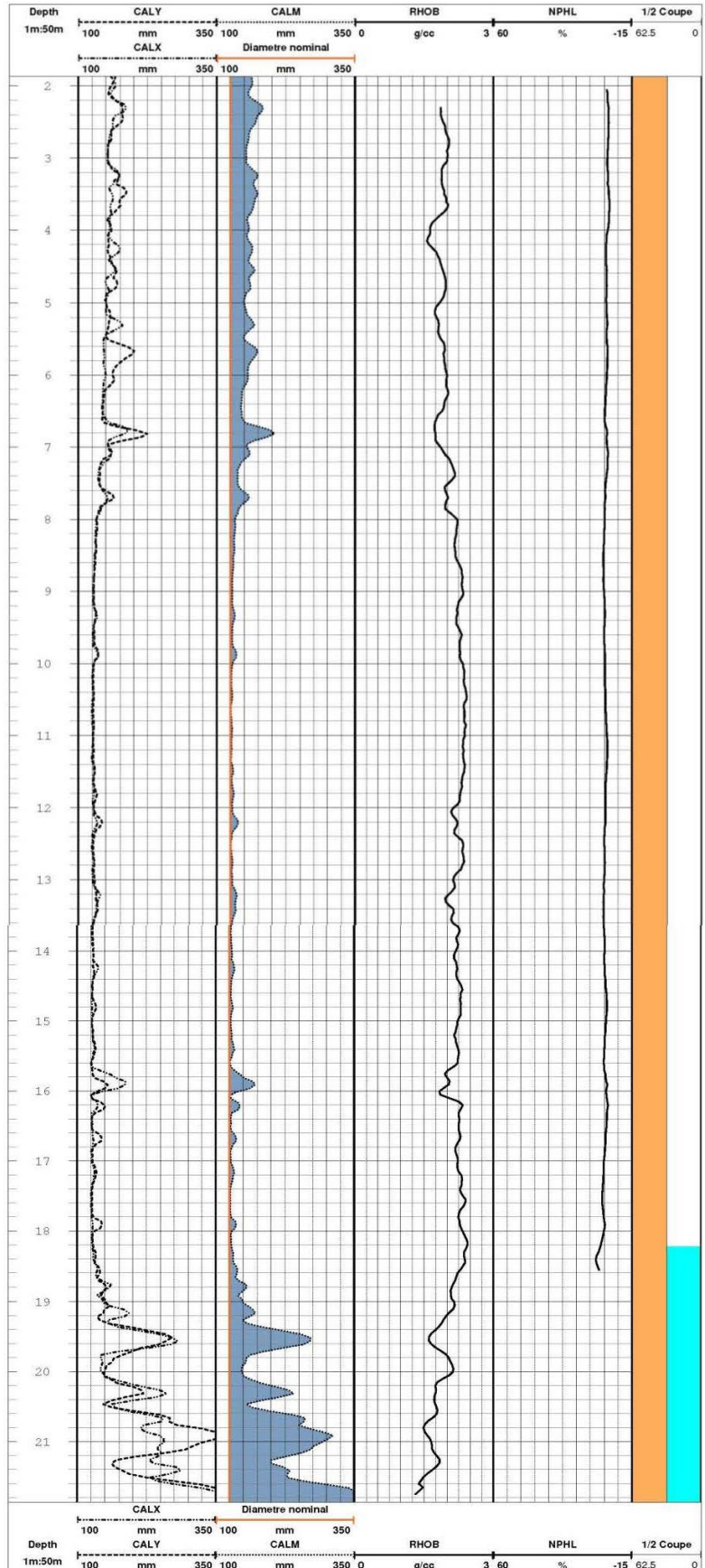
ANNEXE 3 : Aperçu des logs acquis pour le forage Bc5.

		Log Densité, porosité et diam Date 26/05/2020 Echelle 1/50					
CO. CNRS FO. SC-06 SI. VILLAMBLAIN PA. FRANCE	COMPAGNIE FORAGE SC-05 VILLAMBLAIN FRANCE	VERSION DU DOCUMENT n°1 (28/05/2020)					
	NIVEAU REF Sol REF FOREUR n/c REF LOGGEUR 0 m au dessus du sol	ELEVATION 0 m X n/c Y n/c Z n/c SYSTEME GEOGRAPHIQUE n/c					
DATE 26/05/2020 RUN N° 25.45.55 PROFONDEUR FOREUR 25.00 m PROFONDEUR LOGGEUR 22.07 m DIAMETRE DE FORATION 125 mm COTE DE DEBUT DE LOG 0.00 m COTE DE FIN DE LOG 22.03 m DUREE INTERVENTION 02 h 15 ENREGISTRE PAR T.Soulat/G Duparc SUPERVISE PAR C. Jodry		FLUIDE DE REMPLISSAGE Eau DENSITE n/c VISCOSITE n/c Rm n/c NIVEAU FLUIDE 18.24 m BHT n/c Stop Foration n/c Stop Circulation n/c Laps tps depuis circulation n/c					
N° INTERVENTION SUR LE PUIS : 1		EQUIPEMENT FORAGE - DONNEES FOREUR					
RUN N°	OUTE	DEBUT	FIN	DIAM.	NATURE	DE	A
1	CB1 1148	1.24 m	22.03 m	125 mm	nu	0.00 m	25.00 m
2	4ACG 1712	1.90 m	21.00 m				
3	DIL 817	1.27 m	21.55 m				
4	FROCS 8512	2.65 m	21.60 m				
5	DNGS 1935	1.40 m	21.20 m				
6							
7							
8							
9							
10							
				CONSTATATION LOGGEUR			
				DIAM.	NATURE	DE	A
				n/a	nu	0.00 m	22.07 m



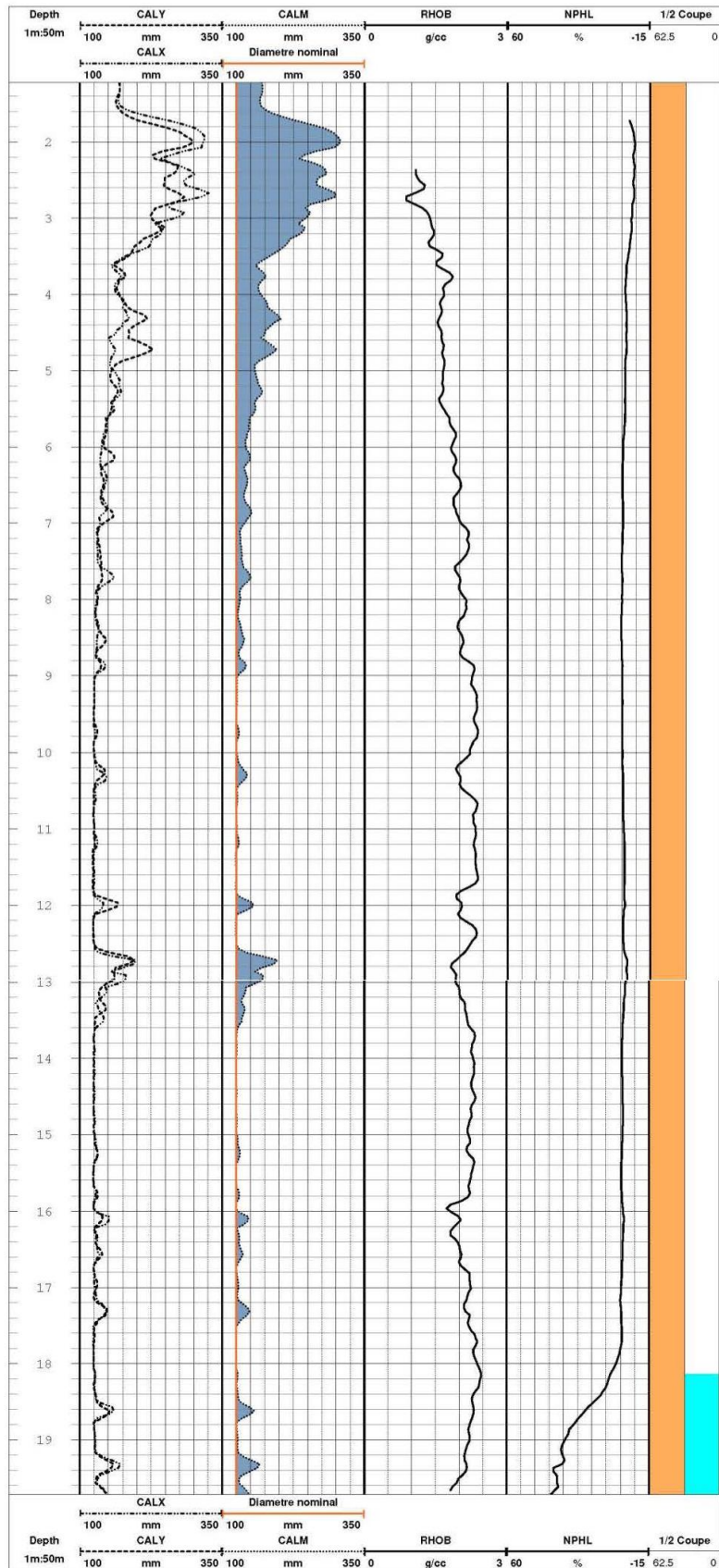
ANNEXE 4 : Aperçu des logs acquis pour le forage Bc7.

		Log Densité, porosité et diam Date 26/05/2020 Echelle 1/50	
CC. CNRS FO. SC-07 SI. VILLAMBLAIN PA. FRANCE	COMPAGNIE FORAGE SITE PAYS	CNRS SC-07 VILLAMBLAIN FRANCE	VERSION DU DOCUMENT #1 (26/05/2020)
	NIVEAU REF. 04 REF. FOREUR n/c REF. LOGEUR 0 m au dessus du sol	ELEVATION n/c	X n/c Y n/c Z n/c SYSTEME GEOGRAPHIQUE n/c
DATE 26/05/2020 RUN N° 25_45_5/5 PROFONDEUR FOREUR 25.00 m PROFONDEUR LOGEUR 22.14 m DIAMETRE DE FORATION 125 mm COTE DE DEBUT DE LOG 0.00 m COTE DE FIN DE LOG 21.52 m DUREE INTERVENTION 02 h 75 ENREGISTRE PAR T. Soudal'Q. Duparc SUPERVISE PAR C. Jodry		FLUIDE DE REMPLISSAGE Eau DENSITE n/c VISCOSITE n/c Rm n/c NIVEAU FLUIDE 18.22 m BHT n/c Stop Foration n/c Stop Circulation n/c Laps tps depuis circulation n/c	
N° INTERVENTION SUR LE PUITS : 1		EQUIPEMENT FORAGE - DONNEES FOREUR	
RUN N° 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10	OUTIL CSR 1148 AAGG 1712 DL 617 FROCS 8132 DNSS 1935	DEBUT 11.55 m 1.87 m 1.95 m 2.31 m 2.01 m	FIN 22.58 m 21.87 m 21.62 m 21.76 m 18.56 m
	DIAM. 125 mm	NATURE nu	DE 0.00 m 25.00 m 0.00 m 0.00 m 22.14 m
CONSTATATION LOGEUR			
	DIAM. n/c	NATURE nu	DE 0.00 m 22.14 m



ANNEXE 5 : Aperçu des logs acquis pour le forage Bc8.

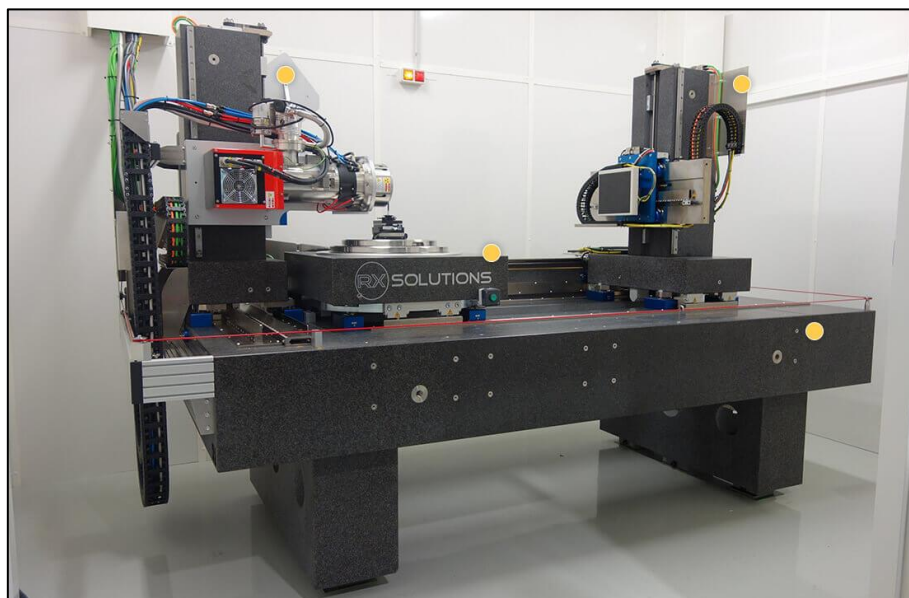
		Log Densité, porosité et diam. Date 25/05/2020 Echelle 1/50	
CO. CNRS FO. SC-08 SI. VILLAMBLAIN PA. FRANCE		COMPAGNIE CNRS FORAGE SC-08 SITE VILLAMBLAIN PAYS FRANCE	VERSION DU DOCUMENT n°1 (28/05/2020)
NIVEAU REF. SI REF. FOREUR : etc REF. LOGEUR : 0 m au dessus de sol		ELEVATION SYSTEME GEOGRAPHIQUE : etc	X : etc Y : etc Z : etc
DATE : 25/05/2020 FLUIDE DE REMPLISSAGE : Eau PROFONDEUR FOREUR : 25.00 m PROFONDEUR LOGEUR : 25.07 m DIAMETRE DE FORATION : 1.50 mm COTE DE DEBUT DE LOG : 0.00 m COTE DE FIN DE LOG : 25.00 m DATES INTERVENTION : 28/19 EMREGISTRE PAR : T. Touati (E)perc DESPENSEE PAR : C. deby	VISCOSETE : etc RM : etc RMF : etc NIVEAU FLUIDE : 18.14 m BHT : etc Shop : Perforan Shop Circulation : etc Log : log densité circulation : etc		
N° INTERVENTION SUR LE PUIS : 1			
EQUIPEMENT FORAGE :		DONNEES FOREUR :	
RUN N° 1 2 3 4 5	OUTIL CDS 1400 4DCG 1712 EHL 657 FCS 8512 DR-S 1855	DEBUT 1.13 m 1.20 m 0.62 m 0.28 m 1.72 m	FIN 26.90 m 18.72 m 18.17 m 18.07 m 18.72 m
		DIAM. mm 125 125 125 125 125	NATURE etc etc etc etc etc
		DE 0.00 m 0.00 m 0.00 m 0.00 m 0.00 m	A 25.00 m 25.00 m 25.00 m 25.00 m 25.00 m
CONSTATATION LOGEUR DIAM. : etc NATURE : etc DE : etc A : etc			



ANNEXE 6 : Technique de photogrammétrie pour construire les images 3D d'un échantillon.



ANNEXE 7 : Système de microtomographie avec un scanner UltraTom de RX Solutions.



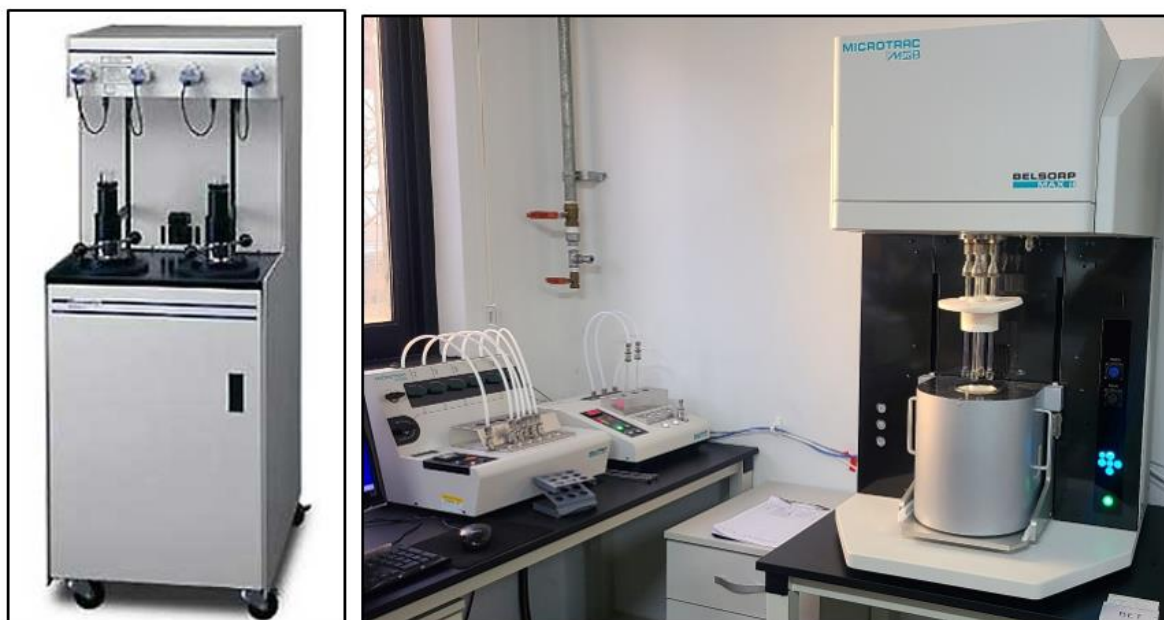
ANNEXE 8 : Microscope électronique à balayage couplé un spectromètre à dispersion d'énergie.



ANNEXE 9 : Système de mesure de la porosité et masse volumique par la méthode de triple pesée. Saturation des échantillons à l'aide d'un dessiccateur sous vide (à gauche) et système de mesure de la masse d'un échantillon immergé.



ANNEXE 10 : Appareil de mesure pour la porosité mercure à gauche (Autopore IV 9500 de Micrometrics) et appareil de mesure pour la surface spécifique BET à droite (Microtrac MRB Belsorp Max II).

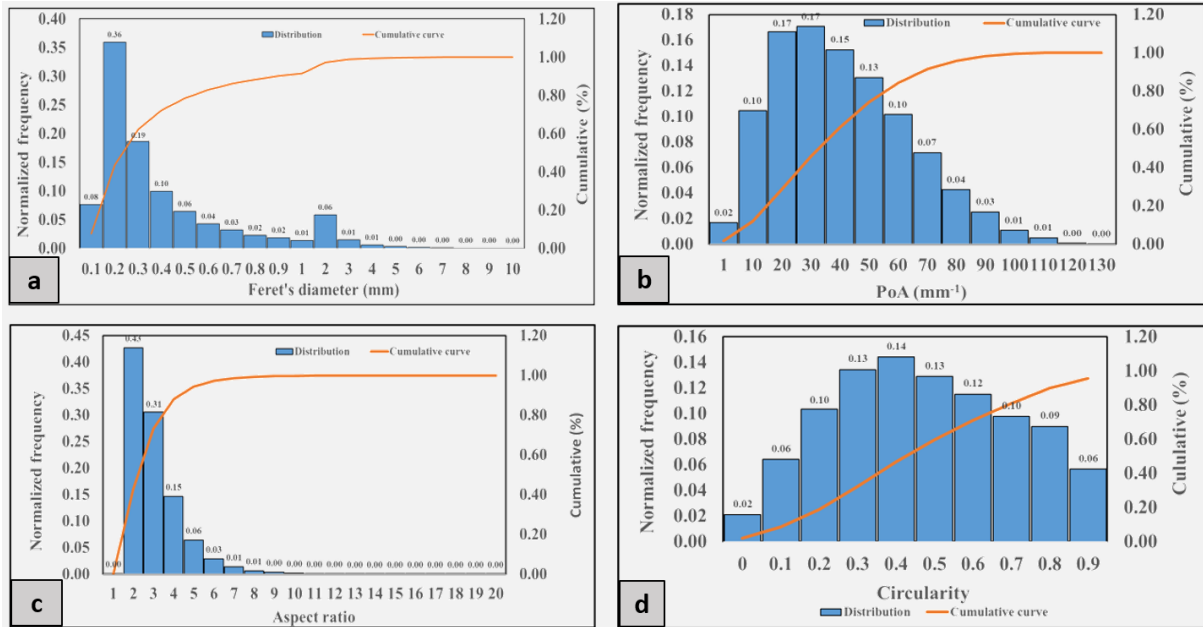


ANNEXE 11 : Système de mesure de la perméabilité intrinsèque avec une cellule muni de pompes.



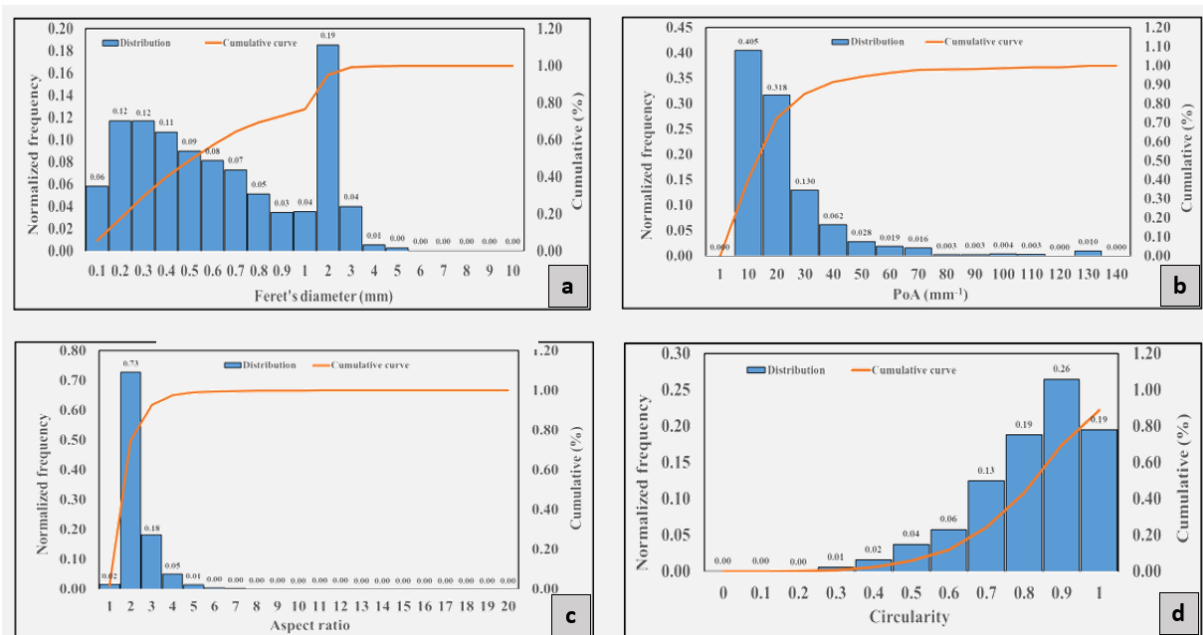
ANNEXE 12 : Paramètres de formes pour l'analyse quantitative de l'échantillon du faciès A.

a) Histogramme du diamètre de Féret. b) Histogramme du paramètre PoA. c) Histogramme du ratio d'aspect. d) Histogramme de la circularité.



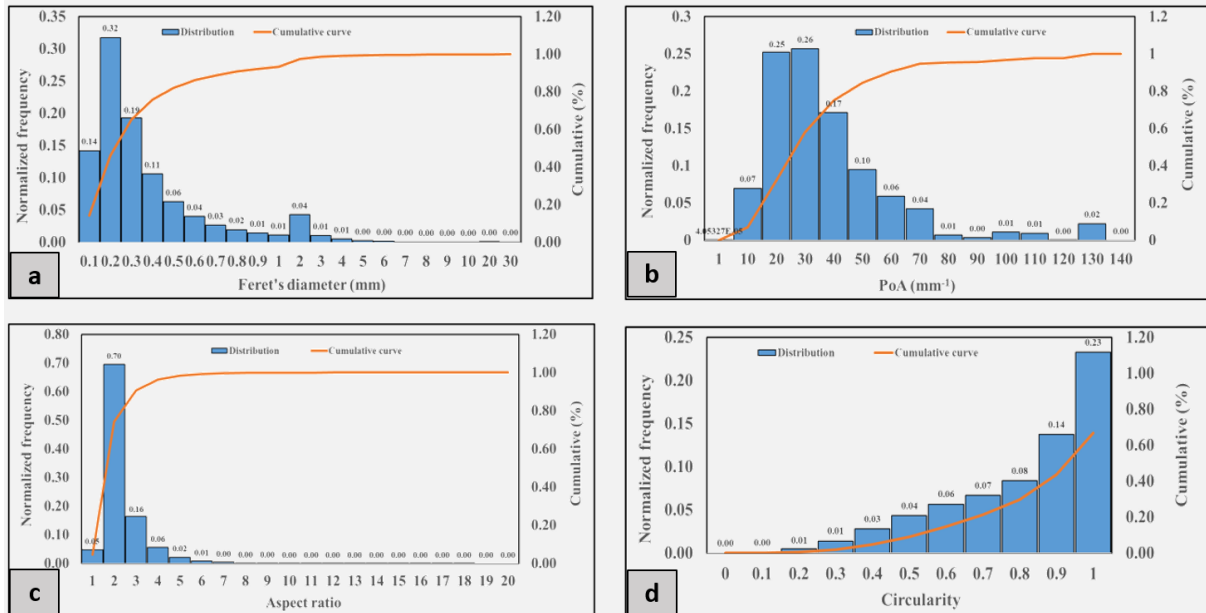
ANNEXE 13 : Paramètres de formes pour l'analyse quantitative de l'échantillon du faciès B.

a) Histogramme du diamètre de Féret. b) Histogramme du paramètre PoA. c) Histogramme du ratio d'aspect. d) Histogramme de la circularité.



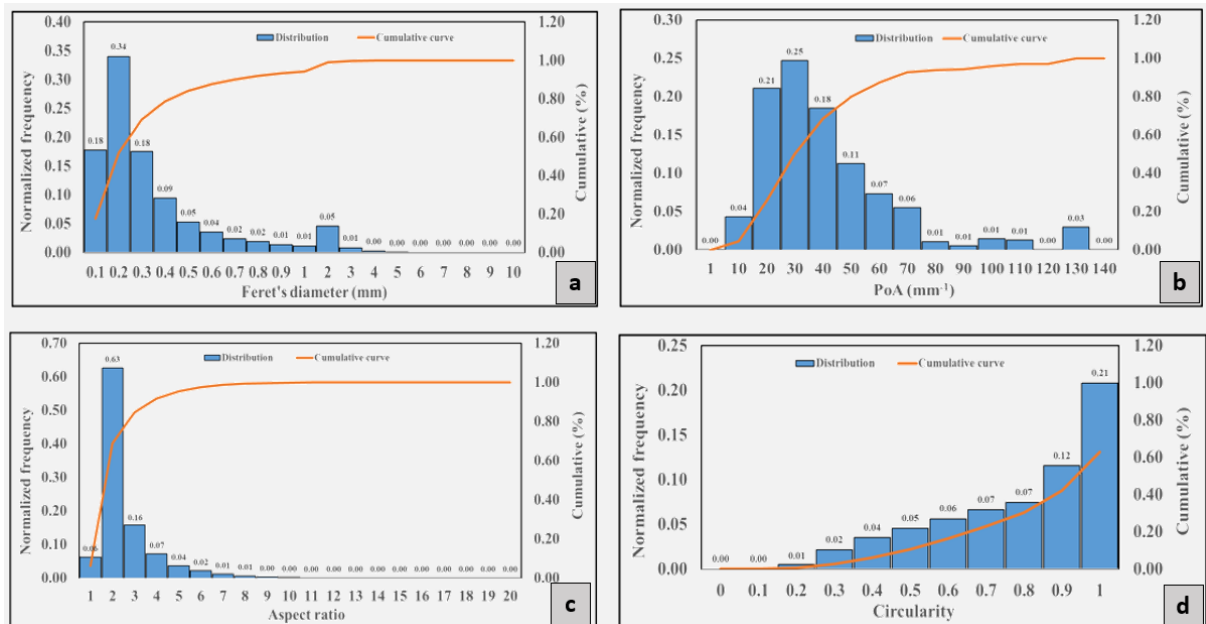
ANNEXE 14 : Paramètres de formes pour l'analyse quantitative de l'échantillon du faciès C.

a) Histogramme du diamètre de Féret. b) Histogramme du paramètre PoA. c) Histogramme du ratio d'aspect. d) Histogramme de la circularité.



ANNEXE 15 : Paramètres de formes pour l'analyse quantitative de l'échantillon du faciès C'.

a) Histogramme du diamètre de Féret. b) Histogramme du paramètre PoA. c) Histogramme du ratio d'aspect. d) Histogramme de la circularité.



ANNEXE 16 : Tableaux de comparaison des différents paramètres de formes de tous les faciès obtenus à partir images de CT-scans.

Area (mm ²)					Perimeter (mm)				
	% Macropores	Mean	Std	Min ; Max		Mean	W. Mean	Std	Min ; Max
FA	3.629	0.081	0.424	0.003 ; 25.858	FA	1.305	16.411	3.231	0.171 ; 153.076
FB	0.152	0.288	0.445	0.0005001 ; 4.041	FB	1.812	4.162	1.620	0.063 ; 11.596
FC	5.404	0.213	2.366	0.0005107 ; 99.837	FC	1.099	37.388	3.483	0.064 ; 130.015
FC'	0.272	0.052	0.121	0.0005114 ; 2.271	FC'	0.768	2.740	0.928	0.064 ; 10.169

Ferret's diameter (mm)				
	Mean	W. Mean	Std	Min ; Max
FA	0.433	3.105	0.663	0.08 ; 18.12
FB	0.700	1.584	0.624	0.032 ; 4.41
FC	0.415	10.601	1.031	0.032 ; 33.154
FC'	0.321	1.144	0.392	0.032 ; 4.22

PoA (1/mm)				
	Mean	W. Mean	Std	Min ; Max
FA	45.915	16.080	22.984	1.73 ; 147.33
FB	18.200	6.291	18.824	2.567 ; 126
FC	32.452	5.157	23.304	0.9053 ; 128
FC'	36.468	14.665	25.022	3.0457 ; 128

AR				
	Mean	W. Mean	Std	Min ; Max
FA	2.560	2.783	1.354	1 ; 22.261
FB	1.825	2.124	0.821	1 ; 11.41
FC	1.834	3.110	0.940	1 ; 17.869
FC'	2.047	3.493	1.332	1 ; 16.543

Circ.				
	Mean	W. Mean	Std	Min ; Max
FA	0.54	0.222	0.248	0.008 ; 1
FB	0.798	0.670	0.161	0.148 ; 1
FC	0.84	0.352	0.200	0.064 ; 1
FC'	0.84	0.575	0.212	0.068 ; 1

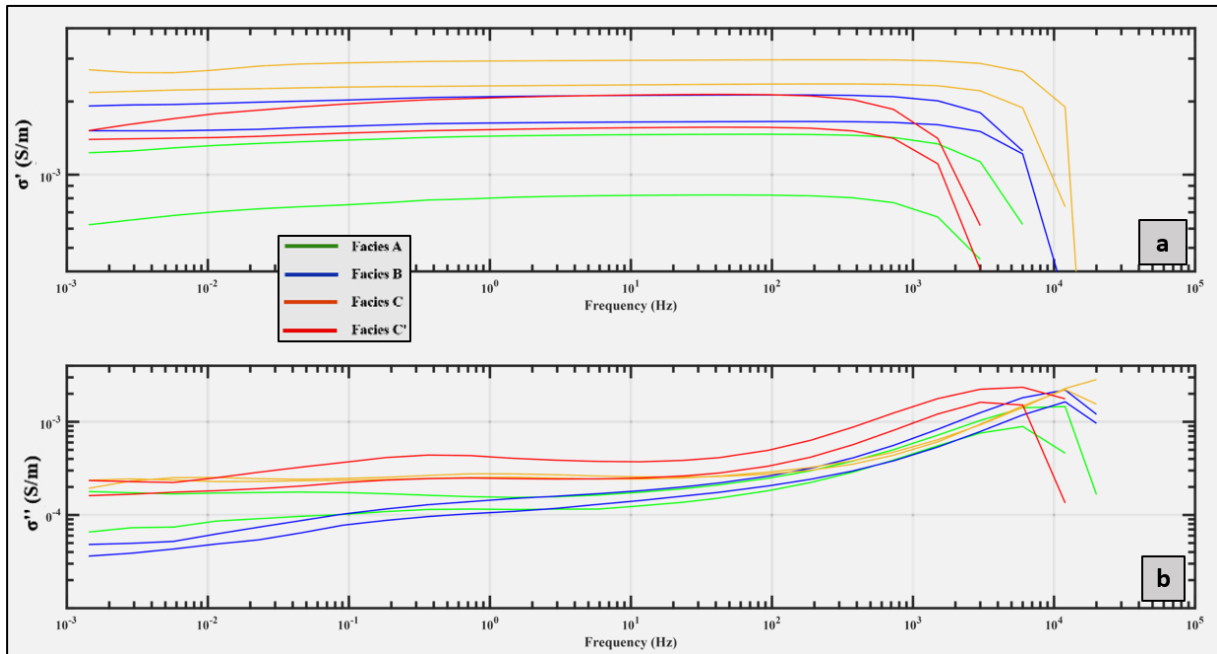
ANNEXE 17 : Tableaux de comparaison des différents paramètres de formes de tous les faciès obtenus à partir des images MEB.

Area (μm ²)				
	% Macropores	Mean	Std	Min ; Max
FA	4.519871579	0.35	5.138	0.004 ; 1337
FB	21.42448643	1.933	24.013	0.015 ; 5815
FC	11.21073718	1.591	15.586	0.018 ; 3623
FC'	27.98439364	1.486	7.944	0.005 ; 1215

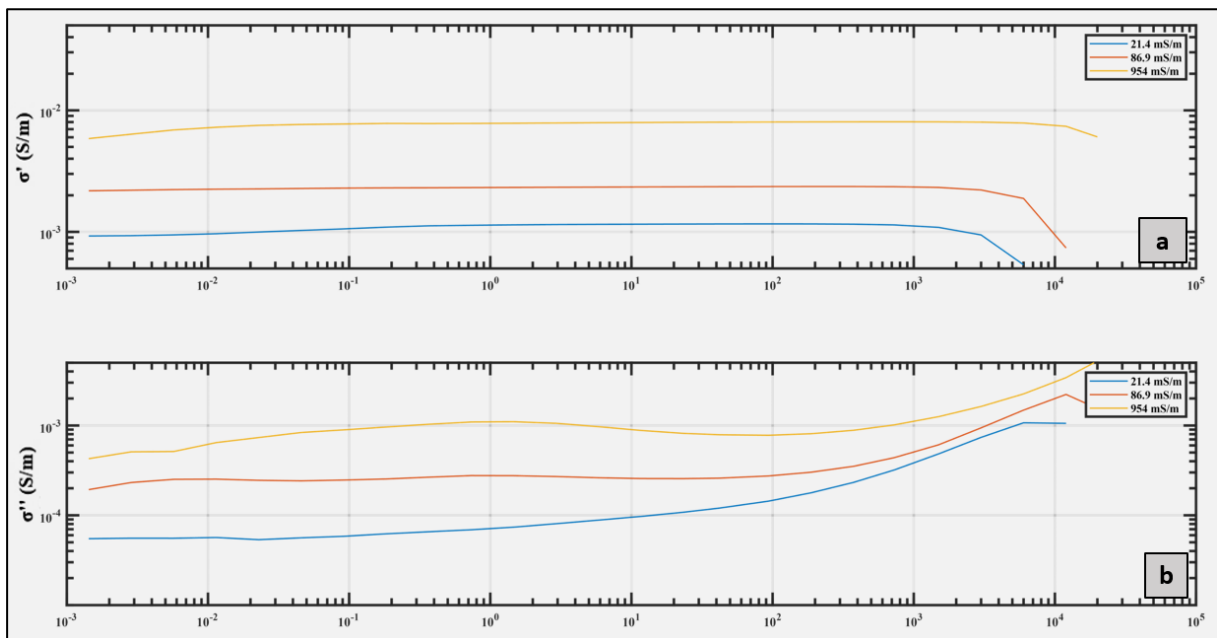
Perimeter (μm)			
	Mean	Std	Min ; Max
FA	1.822	3.337	0.18 ; 397
FB	5.417	11.795	0.341 ; 1597
FC	4.401	7.859	0.382 ; 963
FC'	5.634	14.584	0.21 ; 1182

Ferret's diameter (μm)			
	Mean	Std	Min ; Max
FA	0.702	0.831	0.09 ; 57
FB	1.857	2.19	0.17 ; 154
FC	1.645	1.809	0.191 ; 155.97
FC'	1.591	2.194	0.105 ; 735.8

ANNEXE 18 : Spectre SIP des différents échantillons sur toute la plage de fréquence de l'appareil SIPLAB IV.



ANNEXE 19 : Spectre SIP d'un échantillon du faciès C en fonction de la conductivité du fluide sur toute la plage de fréquence de l'appareil SIPLAB IV.



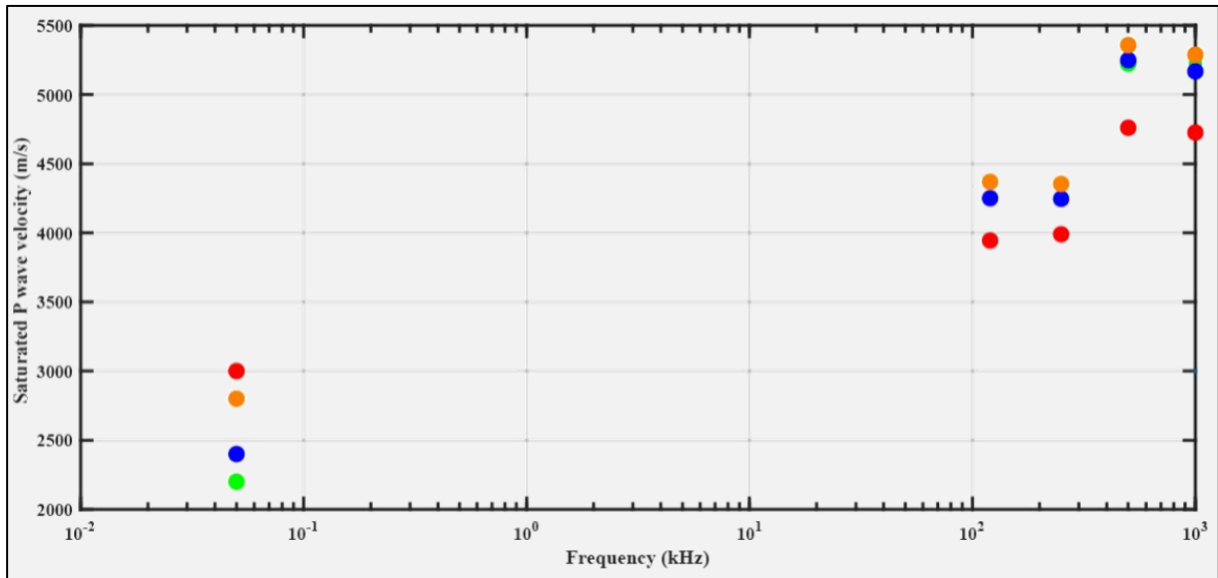
ANNEXE 20 : Paramètres de sorties de l'analyse à composantes principales.

Coefficient										
	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5	PC6	PC7	PC8	PC9	PC10
PC1	0.6413104	0.7334853	-0.2251862	-0.003359	4.92E-05	-0.0002489	-0.0003252	9.75E-06	1.35E-06	0.0001277
PC2	0.7671745	-0.608079	0.2041302	0.0036867	6.99E-05	0.0004913	0.0004372	-4.48E-05	-1.94E-06	-0.000195
PC3	-0.0001666	0.000586	-0.0002494	-0.0046884	-0.1450558	0.2046523	0.9223533	-0.0802467	-0.0028347	-0.2826138
PC4	-0.0128037	0.3037076	0.9525892	0.012996	0.0005076	0.0015603	-0.0001963	2.78E-05	-9.48E-07	-0.0001983
PC5	1.12E-05	1.38E-06	-4.05E-05	-0.0010332	0.0426954	0.0123699	0.0894931	0.9949885	-0.0005974	-0.0033807
PC6	-8.29E-05	-6.63E-05	-0.0001929	-0.017	0.9295338	0.0344786	0.2210824	-0.0592456	-0.0017618	0.2865283
PC7	-0.0001376	-0.00017	-0.0006921	-0.0665718	0.1362234	0.8867604	-0.278173	0.0069379	0.0004521	-0.3365089
PC8	8.28E-09	-2.91E-07	-1.04E-07	-1.22E-05	0.0002422	0.0015106	0.0035607	0.0002594	0.9999894	0.0024866
PC9	-0.0005205	0.0007506	-0.0139763	0.9974717	0.0210249	0.0650606	-0.0090705	0.0001066	-3.44E-05	-0.0098444
PC10	-1.12E-05	-2.02E-05	-0.0001507	-0.010615	-0.3067631	0.4076687	0.1220752	-5.20E-06	-0.0030931	0.8512802

Score										
	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5	PC6	PC7	PC8	PC9	PC10
Facies A	-330.71561	527.60351	22.87298	-0.7807596	-0.0230057	0.0156782	0.0090087	1.04E-14	4.51E-12	5.10E-10
Facies A	-418.64089	114.33787	-103.77737	1.6746393	-0.0026145	-0.0036964	-0.0018642	-2.90E-14	-7.78E-12	-8.63E-11
Facies B	62.352072	-15.270515	49.009066	0.0556563	-0.0031607	-0.0742891	0.0025946	8.50E-14	3.09E-11	-6.71E-10
Facies B	131.63056	115.32395	94.377363	0.5921886	0.0454723	0.0195151	-0.0152874	-5.72E-14	-2.30E-11	-4.13E-10
Facies C	1164.3914	35.418953	-66.758156	-0.4142192	0.0347329	0.0056061	0.0034648	1.98E-15	1.27E-12	5.78E-11
Facies C	312.70936	-231.14323	27.767016	0.2511242	-0.1057578	0.0187868	-0.0012316	-1.42E-14	-6.03E-12	4.80E-10
Facies C'	-534.49186	-187.62628	-58.356264	-1.571224	0.0055872	-0.0028743	-0.0114354	1.99E-14	9.93E-13	-4.03E-10
Facies C'	-387.23504	-358.64426	34.865368	0.1925944	0.0487463	0.0212736	0.0147506	-1.66E-14	-8.96E-13	5.26E-10

Explained		Latent	
PC1	79.791467	PC1	313582.06
PC2	19.028709	PC2	74783.205
PC3	1.1795868	PC3	4635.7996
PC4	0.0002366	PC4	0.9297522
PC5	6.33E-07	PC5	2.49E-03
PC6	2.55E-07	PC6	1.00E-03
PC7	2.50E-08	PC7	9.81E-05
PC8	0	PC8	0
PC9	0	PC9	0
PC10	0	PC10	0

ANNEXE 21 : Vitesse V_P moyenne par faciès en fonction de la fréquence du laboratoire au terrain (1000, 500, 250, 120 et 0.05 kHz).



VALORISATIONS SCIENTIFIQUES

CONGRES, CONFERENCES ET WEBINAIRE

- ✓ Journées des Jeunes Chercheurs (J2C) à Orléans (mars 2022)
- ✓ 6th international Induced Polarizations workshop à Annecy, Poster (Juin 2022)

Yacouba, A. N., Mallet, C., Deparis, J., Leroy, P., Azaroual, M., & Jougnot, D. (2022). Multi-geophysical approach to characterize fracturation and characterize the transport properties of carbonate rocks. *6th International Meeting on Induced Polarization*. <https://hal.science/hal-04441760/document>

- ✓ Colloque : Ressources et usages du sous-sol dans la transition énergétique à Paris (septembre 2022)
- ✓ Webinaire BRGM « imagerie et modélisation du sous-sol », Présentation (Septembre 2022)
- ✓ Ecole thématiques Ressources Minérales CNRS/BRGM à Orléans (Novembre 2022)
- ✓ EGU 2023 à Vienne, Présentation (Avril 2023)

Yacouba, A. N., Mallet, C., Deparis, J., Leroy, P., Laurent, G., Azaoural, M., & Jougnot, D. (2023). Petroacoustic characterization of fractured and weathered limestone from the O-ZNS Critical Zone Observatory. *EGU General Assembly Conference Abstracts*, EGU-3097. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu23-3097>

- ✓ Soutenance de mi-thèse (juin 2023)
- ✓ Webinaire BRGM « imagerie et modélisation du sous-sol », Présentation (Octobre 2023)
- ✓ 7th international Induced Polarizations workshop à Lund, Poster (Mai 2024)

Yacouba, A. N., Deparis, J., Leroy, P., Mallet, C., Jougnot, D., & Azaroual, M. (2024). Characterization of electrical properties of Beauce Limestones (O-ZNS, France) from SIP measurement. <https://hal.science/hal-04597945>

- ✓ EAGE Annual Conference & Exhibition à Oslo (juin 2024)

Yacouba, A. N., Mallet, C., Deparis, J., Gaboreau, S., Leroy, P., Jougnot, D., & Azaroual, M. (2024). Petrophysical Characterization of Fractured Limestone from Beauce Aquifer Vadose Zone (O-ZNS Observatory, France). *85th EAGE Annual Conference & Exhibition*, 2024(1), 1-5. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.2024101035>

PAPIER SCIENTIFIQUE

Yacouba, A. N., Mallet, C., Deparis, J., Beck, K., Gautier, L., Leroy, P., Azaroual, M. & Jougnot, D. (*submitted*). Petroacoustic characterization of fractured limestones from the vadose zone of beauce aquifer (o-zns, France). *Submitted in Near Surface Geophysics*.

Yacouba, A. N., Deparis, J., Mallet, C., Leroy, P., Gaboreau, S., Jougnot, D., & Azaroual, M. (*in preparation*). Petrophysical and hydraulic properties estimation from complex conductivity measurements of limestones from Beauce aquifer (O-ZNS, France). *Submitted in Water Resources Research*.

Yacouba, A. N., Mallet, C., Deparis, J., Leroy, P., Jougnot, D., & Azaroual, M. (*in perspective*). Upscaling and integrated petrophysical characterization of Limestones from Beauce aquifer vadose zone. *Journal to be defined*

YACOUBA AMANI Abdoul Nasser

Approche multi-géophysique pour la caractérisation de la fracturation et des propriétés de transport des roches carbonatées

Résumé :

Dans un contexte de changements globaux et de transitions écologiques et énergétiques, le changement climatique induit une sécheresse récurrente et une crise de la ressource en eau dans plusieurs régions et continents. Il est donc crucial d'étudier les aquifères d'eaux douces afin d'accompagner ces transitions et assurer une bonne gestion et une utilisation durable et raisonnée de cette ressource vitale. En l'occurrence, la zone vadose qui joue un rôle important dans la recharge de ces aquifères et le transfert d'éventuels polluants et d'intrants. La plupart du temps, cette zone non saturée en eau, se caractérise par la présence d'hétérogénéités (structure de pores, fractures, variation minéralogique) multi-échelles notamment lorsqu'il s'agit d'un milieu calcaire. Ces hétérogénéités sont complexifiées par les processus diagenétiques liés principalement à l'altération physico-chimique et minéralogique. La surimposition de ces phénomènes primaires et secondaires rend difficile l'estimation des propriétés pétrophysiques (porosité, perméabilité, saturation en eau) à partir des méthodes géophysiques. Parmi ces méthodes couramment utilisées, les méthodes acoustiques et électriques sont bien adaptées car il existe, à priori, un lien étroit entre les hétérogénéités et les propriétés mesurées.

Les travaux de recherche menés dans le cadre de cette thèse s'appuient ainsi sur une approche multi-géophysique permettant de mieux caractériser, à l'échelle du laboratoire, un réservoir carbonaté complexe en se basant notamment sur une analyse pétrophysique combinée à une description microstructurale fine.

Dans cette thèse, les résultats obtenus démontrent l'influence de la microstructure sur la prédiction et la modélisation des propriétés pétroacoustiques ce qui conduit à une bonne discrimination de certains faciès, utile pour améliorer les modèles de simulation d'écoulements. De plus, ce travail permet aussi de montrer la pertinence de la conductivité complexe dans la caractérisation des calcaires et la prédiction de leur perméabilité. Cependant, des développements supplémentaires seront nécessaires concernant la problématique du changement d'échelles des réservoirs complexes et hétérogènes.

Mots clés : Propriétés réservoirs, Structure porale complexe, Propriétés électriques et acoustiques, Modèles pétrophysiques, Calcaires, Zone Vadose.

Multi-geophysical approach to characterize fracturation and transport properties of carbonate rocks

Summary:

In a context of global changes and ecological and energy transitions, climate change induces recurrent drought and water resource crisis in several regions and continents. It is crucial to study groundwaters in order to support these transitions and ensure effective management and use of this vital resource. In particular, the vadose zone which plays an important role in the recharge of these groundwaters and the transfer of possible pollutants and inputs. Most of time this unsaturated zone, is characterized by multi-scale heterogeneities (e.g., pore structure, fractures, mineralogical variation) particularly in a limestone environment. These heterogeneities are complexified by diagenetic processes linked mainly to physicochemical and mineralogical alteration which leads to uncertainty in reservoir property (e.g., porosity, permeability, water saturation) estimation from geophysical methods. Among these methods, acoustic and electrical methods are well suited because of the strong relation between heterogeneities and the measured properties.

This PhD thesis relies on a multi-geophysical approach in order to better characterize a complex carbonate reservoir using petrophysical measurements combined with microstructural descriptions. Based on this approach, we demonstrate the influence of rock structure on the prediction and modeling of petroacoustic properties. This work leads to a good discrimination of some facies, which can be used to improve simulation and flow models. In addition, we demonstrate the relevance of complex conductivity measurements in limestone characterization and permeability prediction. However, additional developments are needed to understand the upscaling problematic for heterogeneous and complex reservoirs.

Keywords: Reservoir properties, Complex pore structure, Electrical and acoustic properties, Petrophysical models, Limestones, Vadose zone.